C57
N85J
v.21

ГЕОГРАФИЯ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

НОВОСИБИРСК · 1965

МИНИСТЕРСТВО ПРОСВЕЩЕНИЯ РСФСР
НОВОСИБИРСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ПЕДАГОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Ученые записки

ГЕОГРАФИЯ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Очерки природы и хозяйства

Сборник 1

ЗАПАДНО-СИБИРСКОЕ КНИЖНОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
Новосибирск 1965

УЧЕНЫЕ ЗАПИСКИ
Выпуск 21

Редакционная коллегия:

Е. А. БАТУРИНА, А. Г. ПОПОЛЗИН, А. П. СЛЯДНЕВ *(редактор)*

А. П. СЛЯДНЕВ

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ КЛИМАТИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ И ОПЫТ ИХ ПРИМЕНЕНИЯ НА ЮГО-ВОСТОКЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

В период создания материально-технической базы коммунизма как никогда вырастает значение природных ресурсов Западной Сибири: ископаемых, климатических, почвенно-растительных, гидроэнергетических и т. д. В планах развития народного хозяйства в таежных районах видное место занимает нефтяная и газовая промышленность, лесная и деревообрабатывающая, энергетическая на базе водных ресурсов и другие отрасли. Особая роль предназначена сибирскому земледелию и животноводству лесостепной и степной зон в снабжении продуктами сельского хозяйства. Таким образом, перспективами развития охватываются все природные зоны от севера до юга. При этом в связи с большим разнообразием природных условий многие задачи гидроэнергетического и другого промышленного строительства, а также мелиорации и размещения сельскохозяйственного производства будут решаться дифференцированно, с учетом разнообразия физико-географических условий на основе детального природно-климатического районирования. Одной из важнейших проблем сегодняшнего дня является расчленение огромных территорий Сибири на участки наиболее однородные в природном отношении по количественным показателям тепло- и влагообеспеченности и общего метеорологического режима.

Природные условия Западной Сибири обстоятельно изучены в связи с плановыми исследованиями Западно-Сибирского филиала АН СССР, Томского университета, Геологического управления, Барабинской и Кулундинской экспедиций, областных организаций и других научно-исследовательских учреждений. Имеется обширная литература по характеристике отдельных компонентов природы и их районированию. Из многих исследований непосредственное отношение к рассматриваемому вопросу в первую очередь имеют работы по морфологии, гидрологии и почвенно-растительному покрову, которые обычно чаще используются в качестве физико-географической основы при выявлении закономерностей пространственной дифференциации климатических компонентов (Берг, 1913, 1947; Городков, 1916; Крылов, 1919 и др.; Герасимов, 1940; Горшенин, 1939, 1955 и др.; Ревердатто, 1930 и др.; Тронов, 1949 и др.; Шумилова, 1949, 1962 и др.; Г. В. Крылов, 1955, 1961, 1962; Михайлов, 1956, 1963; Мезенцев, 1957; Абрамович, 1960; Куминова, 1960, 1963 и др.; Воскресенский, 1962 и другие авторы). В работах В. В. Орловой (1938, 1954, 1962) сделано широкое обобщение основных сведений о климате Западной Сибири.

К данному времени, благодаря работам русских и советских исследователей, создана физическая география Западной Сибири и выявлены закономерности размещения различных компонентов ее природы: тектоники, геологии, рельефа, климата, почв, растительности и т. д.

К ВОПРОСУ О ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ПРИРОДЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Мировой закон зональности, открытый великим русским почвоведом и географом В. В. Докучаевым, более 70 лет используется в различных отраслях науки для обоснования принципиальных вопросов взаимосвязи аспектов природы. Исследователей всех направлений в законе Докучаева привлекает заманчивая идея — применение зональных закономерностей для выявления пространственного распространения компонентов физико-географической среды в определенных научно-практических целях. В климатографии явления зональности, классически обобщенные Л. С. Бергом, применяются многими исследователями в региональных работах и в обобщенных схемах климатического районирования. Эти принципы положены в основу известных схем Б. П. Алисова (1956), А. А. Григорьева (1960), А. В. Вознесенского (1930), М. И. Будыко (1960), А. А. Борисова (1947) и других авторов. Зональность в распределении условий тепло- и влагообеспеченности используется во всех схемах агроклиматического районирования (Селянинов, 1957, 1958; Сапожникова, 1958; Шашко, 1958 и др.). Непосредственно Западной Сибири посвящено немного работ. Зональность климата, проявляющаяся наиболее идеально в континентальных условиях Сибири, исследовалась во взаимосвязи с зональностью ландшафтов (Берг, 1947; Суслов, 1954; Крылов, 1961 и др.), на закономерностях в размещении гидротермического режима (Мезенцев, 1957, 1963 и др.) и т. д.

При всех способах изучения метеорологического режима зональность обычно всесторонне учитывается для выявления объективных закономерностей формирования и пространственной дифференциации климатических комплексов. В этой связи в основу большинства схем климатического районирования положены принципы **зонального** расчленения территории по различным показателям физико-географической среды: почвенным, растительным, метеорологическим, гидролого-климатическим, агроклиматическим и т. д. Более того, и в системе таксономических единиц получили общее признание принципы ландшафтно-климатической классификации Докучаева — Берга, а названия — климат *тундры,* климат *тайги,* климат *степей* и т. д. прочно обосновались в научно-практической терминологии.

Остановимся предварительно на основных понятиях, связанных с рассматриваемыми вопросами. Под «зональностью», по указаниям В. В. Докучаева, следует понимать самый общий закон географической зональности, проявляющийся в закономерной смене ландшафтных подразделений географической оболочки в зависимости, главным образом, от количества и соотношения тепла и влаги. Зональность климата, наряду с другими компонентами, подчиненная закону географической зональности, выражается в закономерном изменении гидротермического режима по климатическим зонам. Признаки климатической зональности заключаются во всестороннем изменении метеорологического режима, а наиболее обобщенно отражены в изменении количественных показателей пропорциональности тепла и влаги. Естественно, что интегральной характеристикой зональности климата является зональность почвенно-растительного покрова.

Рисунок пространственного размещения и простирания климатических зон, подчиненный законам географической зональности, имеет только общие тенденции к широтному направлению, а в частных случаях зоны распространяются в любых направлениях — от широтного до меридионального. Учитывая эти обстоятельства, мы применяем в дальнейшем

вместо термина «широтная зональность» термин «географическая зональность».

Географическая зональность не является исчерпывающей характеристикой климата, так как отражаемые ею зональные закономерности проявляются непостоянно и на ограниченном перечне явлений. Например, климат Западно-Сибирской равнины в теплом периоде зонален по распределению пропорций тепла и влаги, но азонален по географии осадков. Очевидно, географическая зональность климата является только **проявлением зональности во времени и пространстве.**

Азональность (или незональность) — столь же закономерное явление в ландшафтной оболочке, как и зональность, и настолько широко распространенное в разной степени проявления, что заслуживает внимательного изучения. Тем более, что закономерности, характеризующие оба явления, полнее обнаруживаются в их противопоставлении. Азональность по смыслу противоположна зональности, но физическая сущность явления одна и та же — *проявление свойства географической оболочки формировать обособленные географические структуры.* В этих процессах, проходящих с активным участием климата, возникает азональность метеорологического режима, выраженная в закономерном пространственном размещении тепла и влаги, качественно отличающемся от зонального. Пространственная ориентировка азональных явлений может быть любого направления и даже совпадающего с зональным, но в отличие от последнего в азональности сложнее рисунок размещения метеорологического режима, который труднее укладывается в логическую схему. Территориально явления азонального комплекса ограничены пределами климатической страны. В соседнем регионе уже другие закономерности. При решении вопроса о категории явления, т. е. зонально оно или азонально, основным критерием являются закономерности географической зональности.

Азональность реже бывает многосторонней. В частности, на равнинах Западной Сибири хорошо выражено проявление только сезонной и частичной азональности по некоторым метеорологическим показателям, в зависимости от сезона года. Например, северо-восток в холодном сезоне азонален по температуре, а в теплом сезоне — по осадкам. В зависимости от генезиса, азональность проявляется во многих частных типах. Одна группа азональных явлений связана с планетарными факторами и, распространяясь на больших пространствах материков и стран, может служить показателем для обособления крупных азональных секторов географической оболочки (стран, провинций); другая группа признаков азональности возникает под влиянием местных причин: высоты местности и характера подстилающей поверхности, местных процессов и циркуляции и трансформации воздуха и проч., и является показателем внутризонального расчленения подразделений географической оболочки на мелкие азональные части (округа, районы, подрайоны). В сложном взаимодействии планетарных и местных причин формируется азональный метеорологический режим, распространенный на определенной территории: или на пространстве всей Западной Сибири, или на какой-то ее части в пределах первичного природного района.

В климате Западной Сибири нами различаются три частных типа проявления азональности: 1) внутриконтинентальная азональность, распространенная на пространстве континента или «страны» (по другим авторам: долготная зональность, меридиональная зональность, фациальность и т. д.); 2) внутриландшафтная азональность, охватывающая все явления азональности ландшафтов равнин (по другим авторам: внутризональная вертикальная дифференциация ландшафтов, провинциаль-

ность и т. д.); 3) вертикальная поясность горных стран, к которой мы относим и предгорную азональность.

На схемах районирования, составленных разными авторами, хорошо согласуются зональные закономерности размещения климатических условий и общий рисунок простирания границ соответственно азональному характеру применяемых признаков районирования. Схемы климатического зонирования отражают зональное размещение среднегодовых (или сезонных) условий тепло- и влагообеспеченности и в разных мелкомасштабных вариантах применяются в научно-практических целях. Но необходимо заметить, что зональные схемы, показывая закономерные изменения ландшафтной оболочки по географическим зонам, не отражают внутризонального разнообразия ландшафтов, обусловливаемого и вертикальной дифференциацией равнины и другими особенностями подстилающей поверхности. Более того, широкое распространение картографических изображений зональности различных природных компонентов создает упрощенное представление об однообразии климата и природы в целом на пространстве зон. В действительности же внутризональные ландшафты не однообразны.

Давно уже замечено, что ландшафтно-климатические зоны на равнинах Западной Сибири состоят из обособленных природных комплексов. Например, зона лесостепи и степи распадается на несколько отдельных участков, вытянутых меридионально и параллельно друг другу. Это Предуральское плато до реки Тобол; затем междуречье Тобола—Ишима и Иртыша—Ишима; затем Барабинско-Кулундинская впадина и Приобские возвышенности. Каждая продольная лента территории имеет черты индивидуального ландшафта, обособленного литологически, морфологически, по почвенному покрову, гидрологическому режиму, растительному покрову и т. д.

В чередовании природных комплексов отражается многократное изменение климатических условий. Естественно предполагать, что местные особенности метеорологического режима имеются в границах каждого зонального ландшафта, а зональный климат представляет цепочку звеньев азональных климатов. Эта прерывистость климата не отражается на схемах зонального районирования, основанных на принципах односторонней зональной оценки климатических ресурсов. Однако и совершенствование зональных схем путем выявления внутризональной дифференциации значительно сложнее, чем это кажется на первый взгляд.

В результате многолетнего применения в климатографии закономерностей природной зональности сложилась система получения опорного научного материала, подчиненная указанным проблемам. В частности, и программа наблюдений в метеорологической сети, и способы обработки климатических характеристик приспособлены, в первую очередь, для отражения зональности в метеорологическом режиме. Принципы этого заложены, например, в методике осреднения длинных рядов наблюдений по месяцам и сезонам года, так как получаемые при этом показатели характеризуют зональное распределение солнечного тепла и соответственно других подчиненных ему элементов.

В этой связи климатические справочники содержат ограниченные сведения для выявления азональных черт климата на равнинах с небольшими различиями в высоте и морфологии. В частности, на Западно-Сибирской равнине при применении обычных способов районирования не выявляется внутризональная вертикальная дифференциация. Для этой цели нужны качественно иные показатели, позволяющие вскрывать индивидуальный метеорологический режим азональных географических структур. Такими показателями могут быть комплексные характеристи-

ки, отражающие взаимодействие подстилающей поверхности с другими факторами климатообразования, или данные о вероятности явлений, или величины абсолютных отклонений от оптимальных значений, а также и обычные параметры гидротермического режима, но осредненные во всех случаях по периодам действия естественных типовых циркуляционных механизмов, примерно совпадающих с климатическими сезонами года.

Там, где отсутствуют универсальные метеорологические показатели, обобщающие в себе черты как зональности, так и азональности, очевидно необходимо искать такие характеристики среди явлений природных взаимосвязей, между климатом и другими компонентами географической среды. Известно, что в работах по физико-географическому районированию климат используется в числе ведущих признаков районирования, как всесторонний фактор обособления физико-географического комплекса, участвующий в формировании всей его структуры. Следовательно, в такой же мере физико-географический (или природный) комплекс можно считать интегральным показателем индивидуального метеорологического режима, распространенного на определенной территории. Отсюда появляются широкие возможности для климатографии и, в частности, для совершенствования схем зонального районирования. При сопоставлении различных схем природного районирования (геологических, морфологических, геоботанических и т. д.) выявляются различные варианты территориального размещения комплексов зонального и незонального происхождения и различной типологии, а следовательно, и первоначальная сетка обособленных метеорологических режимов. Более того, по типологическим и структурным признакам ландшафта возможна интерполяция количественных климатических характеристик. Данные о дифференциации Западной Сибири по различным принципам: ландшафтным, природным, комплексным, физико-географическим и другим, содержатся в соответствующих работах и схемах районирования (Ревердатто, 1930; Суслов, 1947; Михайлов, 1956, 1963; Пармузин, 1958; Рихтер, 1961, 1963; Григор, 1961; Земцов, 1961; Прокаев и Оленев, 1962 и другие авторы).

Возможное частное совпадение климатических границ с другими природными границами не означает полной аналогии схем климатического и природного районирования, так как в формировании метеорологического режима участвуют и другие факторы, которые слабо отражаются в ландшафте.

Схема размещения климатов на Западно-Сибирской равнине, составленная на основе изложенных принципов, в окончательном виде представляет сетку, состоящую из полос зональных ландшафтов, пересеченных полосами незональных ландшафтов. При этом в структуру зональной дифференциации столь же естественно вписываются азональные комплексы разной степени физико-географической общности. Одни из них — структуры высшего порядка — объединяются только некоторыми главными признаками общности: положением по отношению к океану и направлению климатообразующих воздушных потоков и высотой местности; другие, следующих таксономических рангов, более территориально ограничены и внутренне более связаны физико-географическим единством. Все разнообразие климатов Западной Сибири нами систематизировалось по рангам следующей таксономической системы: единицы **зонального** ряда: пояс, область, подобласть, ландшафтный тип климата, и единицы **азонального** ряда: страна, часть страны, провинция, округ, район, подрайон.

В Западной Сибири представлены три тепловых пояса, отличающихся по типу воздушной массы, преобладающей там в течение года: арктический, субарктический и умеренный (Алисов, 1956). Их границы

примерно совпадают с ландшафтными зонами Л. С. Берга. Арктический пояс соответствует зоне тундры и льда; субарктический пояс — зоне лесотундры; умеренный пояс — зоне лесов, лесостепей, степей и полупустынь.

Тепловые пояса зонально делятся на три основных природно-климатических области: климата тундры, климата тайги, климата лесостепи и степи. Территории области в зональном простирании делятся на подобласти: северной тайги, южной тайги, лесостепи, степи. Дальнейшая детализация при мелкомасштабном районировании не рациональна, поэтому последняя таксономическая ступень — ландшафтный тип климата — применяется только при среднемасштабном районировании в качестве зональной основы для выделения районов и подрайонов.

Идеи о географической зональности нашли широкое применение в климатологии. После Докучаева — Берга применено много новых способов для подтверждения зональности климата, однако увлечение идеями зональности ослабило внимание к явлениям азонального происхождения. В то же время укреплялись и другие представления, сторонники которых на примерах нарушения зональных закономерностей в географии почвенно-растительного покрова и некоторых метеорологических элементов, например осадков, доказывают несостоятельность всей зональной концепции. Расхождение во взглядах объясняется, очевидно, противопоставлением зональных и азональных явлений, в то время как «природа любой местности,— по словам Г. Д. Рихтера,— находится под непрерывным и одновременным воздействием как зональных, так и азональных факторов, хотя степень их влияния в разных местах различна» (1961).

В зональном и азональном направлениях оказывают воздействие такие наиболее универсальные факторы климатообразования, как географическая широта, морфология и высота местности, процессы адвекции и трансформации. В зависимости от степени влияния того или иного фактора, возникает расчленение географической оболочки на зональные и азональные участки. Соответственно, противоположно направленным воздействиям двух групп факторов в строении географической оболочки обнаруживаются и две группы признаков, зональных и азональных. Их систематизация имеет важное методологическое значение в проблеме климатического районирования. По-прежнему представляют интерес для исследования вопросы взаимодействия зональных и азональных факторов в процессе климатообразования и вопросы взаимосвязей между зональностью климата и зональностью ландшафтов. В указанных целях нами исследовался метеорологический материал о пространственном распространении типов погодного режима, о качественных и количественных признаках в зональном и азональном простираниях на Западно-Сибирской равнине.

На рисунке изолиний оптимальных значений элементов метеорологического режима выявляются закономерности распределения их по широтам. Это относится, например, к показателям радиационных условий, барического режима, облачного покрова и типам годового режима увлажнения. Так, на пространствах от полупустынь Казахстана до побережий Карского моря зонально уменьшается годовая величина радиационного баланса с 45 до 5 ккал/см^2; вероятность пасмурного состояния неба в том же направлении возрастает с 40 до 70% в среднем в год, а период с наиболее ясной погодой перемещается с августа на юге на зимне-весенние месяцы на севере. Годовой максимум осадков с мая на юге передвигается на август на севере и возрастает с 20 до 100 мм. К северу уменьшается неравномерность в годовом ходе увлажнения. Столь же

зонально изменяется вероятность антициклональной или циклональной погоды — число циклонов в год с 15 случаев на широте 50° увеличивается до 44 случаев на широте 70°.

При анализе общей картины размещения на Западно-Сибирской равнине оптимальных значений метеорологического режима выявляется несколько параллельных лент территорий с однотипным годовым ходом погод. Признаки обособления их друг от друга обнаруживаются на цикличном изменении по широтам показателей метеорологического режима, например, облачности и режима увлажнения. Дальнейшее уточнение границ достигается применением нескольких эталонов однотипных погод по сезонам. При этом параметрами являются крайние количественные значения ряда элементов метеорологического режима и качественные признаки сезонной погоды.

Характерно, что рисунок изолиний оптимальных значений элементов погоды повторяет рисунок размещения зональных ландшафтов, и соответственно и «зоны погоды» пространственно совмещаются с ландшафтными зонами. Учитывая, что простирание зон с однотипными сезонными погодами может быть и широтным и отклоняться от широтного под влиянием рельефа, процессов меридиональной циркуляции и других причин, мы характеризуем его как зональное.

Зональное размещение однотипных погод возникает в результате сложного взаимодействия зональных и азональных факторов. В числе зональных причин главной является солнечное тепло, распределяющееся по территории в зависимости от высоты солнца над горизонтом. Кроме прямого воздействия на подстилающую поверхность, солнечная инсоляция участвует в процессах климатообразования косвенным путем, через процессы циркуляции. Хотя эта форма солнечного тепла может быть двусторонней и противоположной по содержанию, однако в Западной Сибири в циркуляционных процессах сильнее выражены тенденции к усилению зональности, чем к ее нарушению.

Идеальная схема широтной зональности в Западной Сибири меньше нарушена, чем в Европейской части СССР и Восточной Сибири. В частности, в средних широтах отклонение зон от параллелей составляет всего около 10°, а в северных широтах — до 25°, причем в противоположном направлении. Южная граница таежной растительности опускается у Енисея на 200 км южнее в сравнении с ее положением вблизи Урала, а около Байкала леса таежного облика проникают еще на 350 км южнее и, смыкаясь с горной тайгой Саян, вытесняют лесостепную и степную зоны.

Прогрессирующее к востоку нарушение структуры идеальной зональности происходит не только по причинам орографическим и континентальным, но и под влиянием изменения характера атмосферной циркуляции. К востоку значительно увеличивается преобладание повторяемости одного из типов циркуляции по зонам. При сравнении юго-востока Западной Сибири (по нашим данным) с Предбайкальским районом Восточной Сибири (по данным Н. Н. Галахова, 1959) выявляется, что в Предбайкальском районе значение меридиональной циркуляции резко возрастает зимой и уменьшается летом (табл. 1).

Некоторые особенности циркуляции атмосферы в Западной Сибири способствуют сохранению зональности. В частности, здесь не велика разница в вероятности зональной и меридиональной циркуляции по сезонам года. Затем характерно, что процессы меридиональной циркуляции в теплом периоде также направлены на сохранение зональности. Эта противоречивость явлений отмечалась нами и ранее. Дело в том, что в процессах меридиональных перемещений воздушных масс созда-

Таблица 1

Вероятность зональной и меридиональной циркуляции атмосферы в Юго-Восточном районе Западной Сибири и Предбайкальском районе Восточной Сибири (в %)

Район	Тип циркуляции	Весна (III, IV, V)	Лето (VI, VII, VIII)	Осень (IX, X)	Зима (XI, XII, I, II)	Год
Юго-Восток Зап. Сибири	Зональный	34	44	40	38	40
	Меридиональный	66	56	60	62	60
Предбайкальский	Зональный	49	82	52	23	51
	Меридиональный	51	18	48	77	49

ются условия для образования областей пониженного атмосферного давления — полярного и арктического фронтов и областей повышенного атмосферного давления, возникающих на путях антициклонов и их отрогов. Закономерное сезонное перемещение барических структур от высоких широт к низким и обратно, в соответствии с распределением сумм солнечного тепла, формирует циклы погоды по сезонам и широтам и зональную ориентацию «зон» с однотипной сезонной погодой. Причем, поскольку в этих процессах участвуют одновременно и зональные и меридиональные перемещения воздушных масс, противопоставление их теряет всякий смысл.

В соответствии с закономерностями размещения годового хода погоды на разных широтных участках Западно-Сибирской равнины выделены 5 типов погодных режимов (табл. 2) и проведены границы их распространения.

Таблица 2

Зональные комплексы погоды и метеорологического режима

Широтное положение	Комплексы погоды и метеорологического режима	Соответствующая ландшафтная зона
Севернее 66°	Северосибирский (субарктический)	Тундра и лесотундра
Между 63—66°	Северосибирский (северотаежный)	Северная тайга
Между 56—63°	Центральносибирский	Южная тайга
Между 50—56°	Южносибирский	Лесостепь и степь
Южнее 50°	Среднеазиатский	Сухие степи и полупустыни

Комплексы погоды и метеорологического режима, устойчиво повторяясь на определенных широтах Западной Сибири, формируют зональные типы климата со свойственными им признаками теплового и водного балансов. Рисунок изолиний количественных характеристик тепло- и влагообеспеченности, пересекая равнину, повторяет рисунок простирания зональных ландшафтов, подтверждая также зональное изменение климатических условий (табл. 3).

Таким образом, зональность климата в Западной Сибири обнаруживается на многих признаках: на зональном перемещении типов погоды и комплексов метеорологического режима, на зональном расположении рисунка количественных характеристик тепло- и влагообеспеченности. В этой связи столь же зонально расположены географические зоны, границы распространения многолетней мерзлоты, различные типы болот и другие показатели климата на подстилающей поверхности.

В формировании климата Западной Сибири зональные факторы сочетаются с азональными, причем последние значительно нарушают

Таблица 3

Климатические характеристики на границах природных зон

Показатели	На южной границе				
	степи	лесостепи	южной тайги	северной тайги	тундры
Радиационный баланс в *ккал/см²* в год	45	36	30	25	18
Испаряемость, *мм*	800	600	500	350	300
Сумма температур выше 10°	2400	2000	1800	1200	600
Индекс сухости по М. И. Будыко	3,0	1,50	1,00	0,65	0,35
Гидротермический коэффициент по Г. Т. Селянинову	0,35	1,00	1,35	1,65	2,00

стройность зональной системы районирования. Установлено, что климат здесь изменяется не только в широтном направлении. Под влиянием подстилающей поверхности и атмосферной циркуляции внутри зональных климатических полос отдельные их участки обособляются по особенностям гидротермического режима: особенно запад, центр и восток равнины. Смена природно-климатических условий происходит постепенно и их изменение наиболее заметно, во-первых, около 70 меридиана — в полосе вдоль Ишима — нижнего течения Иртыша и вдоль Нижней Оби и, во-вторых, вдоль Обь-Енисейского водораздела.

В результате обобщений изолиний частных оптимумов отдельных элементов и характеристик погодных и климатических условий нами проведены границы второго порядка, разделившие Западную Сибирь в долготном направлении на три полосы (на три части страны): Приуральскую (А), Среднюю (Б), Приенисейскую (В) (рис. 1).

Приуральская часть Западной Сибири вытянута вдоль Урала — на севере узкой и на юге широкой полосой; черты климатической однородности накладываются не только положением в «теневой» зоне Урала, но и распространением меридиональной циркуляции с северной составляющей в переходной зоне между антициклонами Азии и Европы. На севере и в центре влияние Урала обусловливает наибольшую климатическую однородность. На юге общность в Приуральской полосе уменьшается, особенно в пределах Центрально-Казахской провинции ($А_{VI}$ на рис. 1), где возникают черты зональной обособленности.

Средняя полоса Западной Сибири также однородна морфологически, как цепь понижений. Здесь также общие черты метеорологического режима полнее выражены на участках зональной дифференциации. Долготная транссибирская климатическая дифференциация проявляется здесь в переходном характере гидротермических условий между климатами западных и восточных провинций, в то же время средняя полоса по-своему своеобразна, как территория с наиболее активной фронтальной деятельностью как на проходящих, так и на местных фронтах, здесь пересекаются пути циклонов разных направлений.

Приенисейская полоса Западной Сибири, занимающая водораздельное плато от крайнего севера до юга этой территории, также однородна морфологически. Общие черты климата в меридиональном направлении определяются: однотипным характером подстилающей поверхности, линейным протяжением Средне-Сибирского плоскогорья, Саяно-Байкальским орографическим комплексом и соседством с континентальными антициклональными погодными режимами Восточной Сибири. К восто-

ку от 84 меридиана в междуречье Оби и Енисея образуется сгущение траекторий циклонов при пересечении путей северо-западных, западных и юго-западных циклонов. Кроме того, наблюдается углубление или образование новых циклонов (Попова и Рутковская, 1960).

Важнейшей причиной долготной дифференциации Западной Сибири является увеличение к востоку меридиональной циркуляции и уменьшение широтной (см. табл. 1).

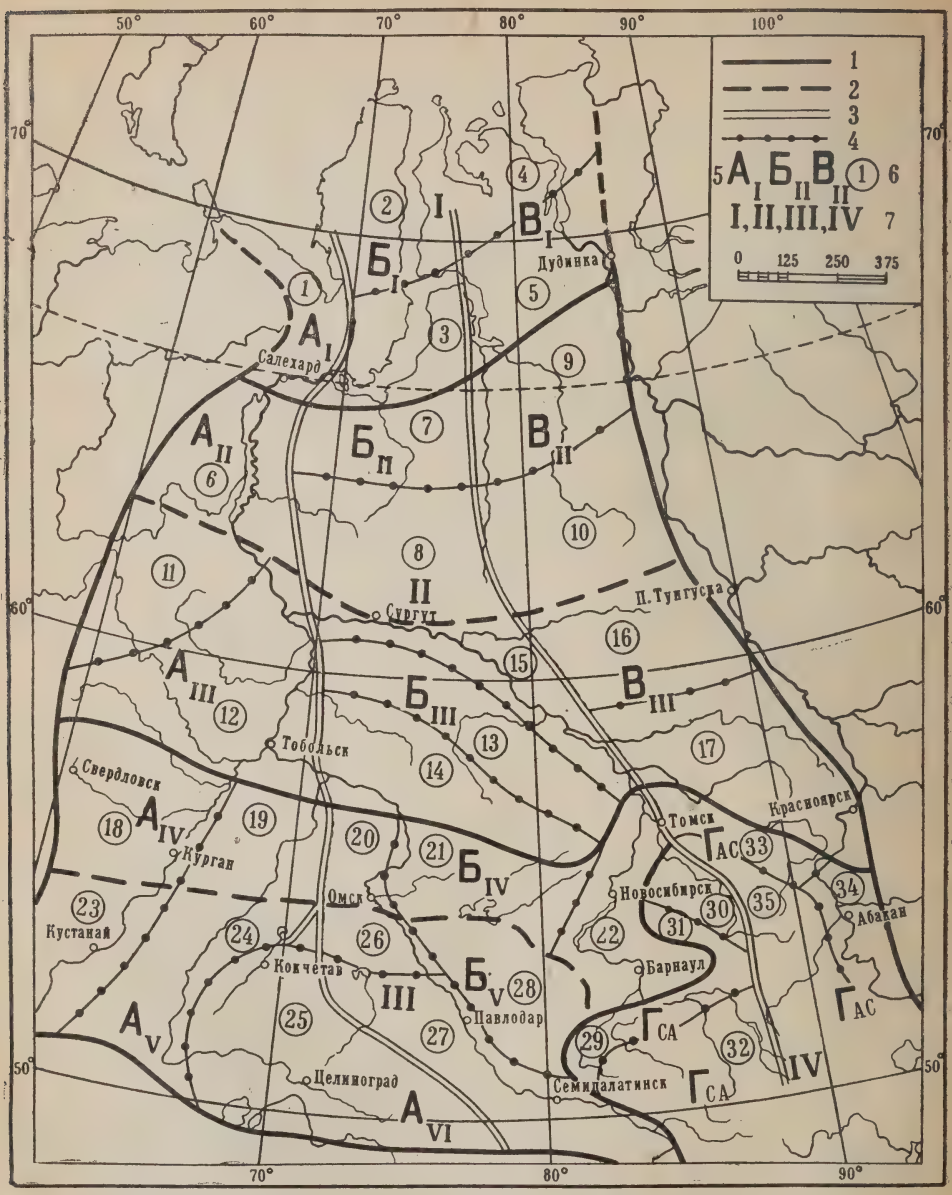


Рис. 1. Климатическое районирование Западной Сибири.

Границы: 1 — климатической страны и климатических областей (тундры, тайги, лесостепи и степи, горных климатов); 2 — подобластей; 3 — частей долготной дифференциации; 4 — округов. Индексы и номера: провинций (5), областей (6), округов (7).

Ленты меридиональных полос, пересекая ленты широтных полос (зональное районирование на климатические области и подобласти), образуют сетку азональной дифференциации территории Западной Сибири на 14 равнинных и 2 горных климатических провинций, климат которых взаимно обособляется под влиянием, в первую очередь, своеобразия циркуляционных процессов и форм рельефа. Дальнейшее совершенствование схемы районирования основано на более детальной оценке физико-географической среды как генетической основы метеорологических процессов в приземном слое воздуха.

Территории округов отличаются друг от друга структурой водного и теплового балансов, сезонным ходом метеорологических элементов и некоторыми годовыми показателями климата. Приводим сравнение соотношений теплового баланса вдоль северной границы степной зоны, характеризующей в приходной части баланса около 36 ккал/см² в год.

Более подробные материалы о мелкомасштабном районировании сообщаются в ранее опубликованных работах (Сляднев, 1959, 1964).

Таблица 4

Составляющие теплового баланса на границе степной и лесостепной подобластей (ккал/см² в год) и суммы температур выше 10 и ниже —10° (за величину теплообмена с почвой принято 3,5 ккал/см² в год)

Станция	Номер округа	Испарение	R	LE	P	$\Sigma t > 10°$, град.	$\Sigma t < -10°$, град.
Курган	18	320	36,0	19,2	13,3	2050	— 1770
Петропавловск	19	340	37,0	20,4	12,8	2070	— 1940
Омск	20	350	37,0	21,0	12,5	2070	— 2060
Барабинск	21	380	36,0	22,8	9,7	1910	— 2200
Новосибирск	22	440	41,0	26,4	11,1	1900	— 2150

Таблица 5

Климатическое районирование Западной Сибири (к рис. 1)

Область	Номер на карте	Подобласть	Провинция	Индекс	Округ	Номер на схеме
Тундра	I		Североуральская	$А_I$	Североуральский	1
			Ямальская	$Б_I$	Ямальский арктический	2
					Ямальский субарктический	3
			Гыданская	$В_I$	Гыданский арктический	4
					Гыданский субарктический	5
Тайга	II	Северная	Сосьвинская	$А_{II}$	Нижне-Обский	6
			Надым-Казымская	$Б_{II}$	Надымский	7
					Казымский	8
			Пуро-Тазовская	$В_{II}$	Нижне-Пуро-Тазовский	9
					Верхне-Пуро-Тазовский	10
	III	Южная	Кондо-Тавдинская	$А_{III}$	Кондинский	11
					Тавдинский	12
			Васюганская	$Б_{III}$	Северо-Васюганский	13
					Южно-Васюганский	14
					Приобский долинный	15
			Тым-Кетская	$В_{III}$	Вах-Тымский	16
					Кеть-Чулымский	17

Продолжение табл. 5

Область	Номер на карте	Подобласть	Провинция	Индекс	Округ	Номер на схеме
Лесостепь и степь	IV	Лесостепь	Тоболо-Ишимская	$А_{IV}$	Тобольский	18
					Нижне-Ишимский	19
			Обь-Иртышская	$Б_{IV}$	Омская лесостепь	20
					Барабинский	21
					Приобский	22
	V,VI	Степь	Тоболо-Ишимская	$А_{V}$	Кустанайский	23
					Верхне-Ишимский	24
			Центрально-Казахская	$А_{VI}$	Центрально-Казахский	25
			Обь-Иртышская	$Б_{V}$	Омская степь	26
					Прииртышская равнина	27
					Кулундинский	28
Горная			Салаиро-Алтайская	Гса	Предгорья Алтая	29—А
					Предгорья Салаира	29—С
					Кузнецкий межгорный	30
					Горный Салаирский	31
					Горный Алтайский	32
			Алатау-Саянская	Гас	Томь-Чулымский предгорный	33
					Приенисейский межгорный	34
					Алатау-Абаканский горный	35

ОПЫТ СРЕДНЕМАСШТАБНОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

Равнины юго-востока Западной Сибири относятся к лесостепной и степной климатическим областям. В хозяйственном отношении на юго-востоке выдающееся место занимает сельскохозяйственное производство, базирующееся на массивах плодородных и удобных для освоения земель, из которых вовлечена в земледелие только половина. В течение ряда лет колхозы и совхозы юго-востока поставляют государству ежегодно около 0,5 миллиарда пудов зерна и продукцию животноводства. В промышленном отношении здесь находятся главнейшие узлы индустрии восточных районов.

Основные массивы сельскохозяйственных земель, промышленных узлов и большинство населения сосредоточено на равнине в треугольнике между Иртышом, Томью и линией Западно-Сибирской железной дороги. Горы Алтая, Салаира и Кузнецкого Алатау занимают юго-восточный угол. Степи компактно расположены на юго-западе вдоль Иртыша, занимая только около 25% территории. Зато широко распространены лесостепные ландшафты различного происхождения и типа: подтаежные, внутригорные, предгорные колочные, сосновых боров и т. д. Широтная зональность климата почти повсеместно нарушена влиянием горных массивов и предгорной циркуляцией атмосферы.

По мере накопления знаний о природе Сибири создавалась научная основа природного климатического районирования и появлялись работы, в которых районирование производилось уже по нескольким признакам. В работе И. П. Выдрина (1922) предложена одна из первых схем почвенно-климатического районирования Алтайской губернии; К. П. Горшенин в 1924 г. выделил почвенные районы Алтая; климатическое районирование черноземной полосы Западной Сибири произвел В. Д. Ду-

децкий (1926); схемы почвенно-климатического районирования для Омской области и южных районов Западной Сибири в целом составлены В. К. Ивановым, перу которого принадлежат многие работы о климате Сибири (1937, 1957 и др.); для Алтайского края — А. М. Шульгиным (1948); для Новосибирской области — Н. И. Гуськовым (1947); для Барабинской низменности — А. Д. Панадиади (1953); для юго-востока Западной Сибири — К. П. Горшениным (1955) и др. Принципы ландшафтно-климатического районирования применены также к территории Новосибирской области и Алтайского края (Сляднев, 1958).

Большинство исследований по комплексному природному районированию производилось исходя из задач рационального размещения сельского хозяйства. В результате обобщения закономерностей природной зональности возникла возможность создания нескольких вариантов единой системы районирования для значительных территорий Западной Сибири. Наибольшее практическое применение получили схемы природного районирования Государственной Комиссии по сортовому районированию (Госсортосеть) и агроклиматического районирования, выполненного управлениями гидрометслужбы.

Схемы ландшафтно-климатического и агроклиматического районирования являются хорошей основой для общеклиматического районирования, но дальнейшее их совершенствование, на наш взгляд, особенно необходимо в следующих направлениях: распространение зонального принципа районирования для всей территории с большей детализацией зональных ландшафтов; применение единых сравнимых показателей на всем пространстве «зон»; выделение азональных ландшафтов и местных климатов.

С другой стороны, односторонний специально агрономический подход к районированию, который характерен почти для всех работ в этом направлении, приводит к отрыву от физико-географической среды в целом, чем обедняются получаемые результаты. В результате даже появляются ошибки в оценке природных условий.

Также и другое любое специальное климатическое районирование не будет достигать цели с достаточной глубиной и объективностью, если будут применяться при этом только какие-либо частные показатели специального назначения. Мы считаем, что первоначальный этап среднемасштабного районирования для любых целей заключается в выявлении общих закономерностей в распределении элементов климата по хорошо обособленным комплексам с более или менее законченной географической структурой, имеющим свою историю формирования и являющимся генетически физико-географическим целым. Таким первым этапом является среднемасштабное *природно-климатическое* районирование с достаточной детальностью.

Природно-климатическое районирование отличается от ландшафтного тем, что в нем сочетаются зональные и азональные принципы, широко используются разнообразные как природные, так и антропогенные факторы климатообразования, полагая, что климат не отделим от остальных компонентов географической среды. В этой связи положение климатических границ обосновывается с учетом влияния многих факторов: литологических, морфологических, гидрологических, почвенно-растительного покрова, метеорологического и погодного режимов и т. д. Обобщенным признаком природно-климатического районирования являются особенности генезиса подстилающей поверхности с оценкой роли в этом процессе динамики воздушных масс и гидротермического режима.

В первом приближении пространственное положение границ климатических структур определяется географией зональных и азональных

физико-географических и почвенно-растительных комплексов. Дальнейшее уточнение схемы ландшафтно-климатического районирования методами комплексной оценки физико-географической среды и особенно показателями климатообразующих факторов и метеорологического режима позволяет перейти к структуре природно-климатического районирования.

Физико-географической и ландшафтно-климатической основой среднемасштабного районирования юго-востока Западно-Сибирской равнины являются работы по природному и геоботаническому районированию (Ревердатто, 1930; Рихтер, 1961, 1963; Михайлов, 1956, 1963; Занин, Александрова, Базилевич и др., 1958; Вандакурова, 1950; Куминова, Вагина, Лапшина, 1963 и др.), по почвенному и гидрогеологическому районированию (Петров, 1952; Горшенин, 1955 и др.; Селяков, 1957, 1959 и др.; Ковалев, Трофимов, 1964; Бейром, Михайлова, 1959; Абрамович, 1960), по лесорастительному районированию (Крылов, 1953, 1962 и др.), по гидролого-климатическому районированию (Мезенцев, 1957, 1961 и др.).

Вероятность пространственного размещения отдельных элементов синоптико-метеорологического режима на данной территории рассмотрена в отношении увлажнения (Дроздов, 1948, 1955 и др.; Попова, 1957 и др.); географии снежного покрова (Рихтер, 1948 и др.; Рутковская, 1957 и др.), ветрового режима (Анапольская, 1958); погодных условий (Коженкова, 1957 и др.; Попова, 1962 и др.) и т. д. Следовательно, для климатического районирования имеется широкая географическая основа.

Весьма существенные материалы для оценки природных условий содержатся в хозяйственной типологии земель на картах землепользования колхозов и совхозов, где с большой детализацией классифицированы сельскохозяйственные угодья, соответственно их продуктивности и использованию. Величина урожая сельскохозяйственных культур, значительно различающаяся даже в границах одного природно-климатического комплекса, является показателем вариаций сумм микроклиматических условий.

Осредняя величину хозяйственных урожаев за период 5—10 лет, мы получили дополнительные материалы, характеризующие условия тепло- и влагообеспеченности на небольших территориях отдельных хозяйств или административных районов. Таким образом, физико-географическая основа районирования дополняется данными хозяйственного использования земель, что очень важно при недостаточной метеорологической освещенности.

Основные сведения о главных факторах климатообразования и их взаимодействии в формировании локальных метеорологических режимов сообщаются в следующем разделе. За недостатком места упущены описания и некоторых компонентов природы и анализ антропогенных причин образования местных климатов. В этой же связи не использован материал об урожаях сельскохозяйственных культур.

МАТЕРИАЛЫ К РАЙОНИРОВАНИЮ

1. Подстилающая поверхность

Географическое положение в глубине континента и средних широтах обеспечивает получение значительного притока лучистой энергии, которая довольно равномерно распределяется по территории юго-востока. Но в связи с протяженностью в долготном направлении годовые величины суммарной радиации изменяются от 85 на севере

до 110 ккал/см² в год на юге. Несколько иная картина в распределении значений радиационного баланса, в большей степени зависящих от характера подстилающей поверхности, условий увлажнения и др. элементов метеорологического режима. Годовые величины радиационного баланса изменяются не только с севера на юг (с 30 до 45 ккал/см² в год), но и различаются в других направлениях внутри Обь-Иртышской климатической провинции, в частности к востоку радиационный баланс уменьшается.

Географическое положение юго-востока Западной Сибири на стыке нескольких климатических областей: климата Средней Азии и Казахстана, климата Центрально-Азиатских нагорий, климата тайги Западной Сибири и климата Восточной Сибири, накладывет отпечаток неустойчивости и большой изменчивости климатических норм. Соседство с горными районами на крайнем юго-востоке имеет особенно решающее значение для формирования всех показателей метеорологического режима.

Рельеф является одним из ведущих факторов климатообразования.

Могучие нагорья Центральной Азии и Алтайско-Саянской горной страны охватывают своим влиянием почти всю рассматриваемую территорию: как центры формирования высокого давления в холодном периоде, как орографическая преграда на пути движения воздушных масс и т. д. Хребты Алтая и Саян достаточно высоки, чтобы влиять на циркуляцию воздуха в нижних слоях атмосферы, а площадь горных стран достаточно обширна для формирования местных воздушных масс, обособления климата и возникновения местной циркуляции воздуха типа фенов, горно-долинных ветров и в целом обособления климата гор. Отроги горной страны: Салаир и Кузнецкий Алатау, простираясь далеко на север, расчленяют равнины юго-востока на несколько самостоятельных физико-географических комплексов, нарушая географическую зональность ландшафтов и климата. Под их влиянием формируются азональные климатические комплексы Приобья (22 округ) и предгорий (округа: 29, 30, 33, 34 на рис. 1).

Не менее важны для климатообразования средние и малые формы рельефа: низкогорья Казахского мелкосопочника, возвышенности Приобского плато и находящиеся между ними понижения Прииртышской равнины и Барабы. В значительной степени ими обусловливаются местные процессы циркуляции и трансформации воздуха и формирование обособленных климатических комплексов внутри равнинной части Обь-Иртышской провинции (округа: 20, 21, 26, 27, 28 на рис. 1).

Влияние рельефа на циркуляцию воздуха всесторонне. Климат юго-востока определяется сложным взаимодействием циркуляции атмосферы и местных особенностей подстилающей поверхности. В непосредственной близости от Алтайской горной страны, а также в среднегорной зоне в холодное время, благодаря инверсиям температуры и феновым явлениям, складываются благоприятные условия для образования буферной прослойки теплого воздуха, облегающей горы и отделяющей их от холодного воздуха равнин. При адвекции холодного воздуха, когда равнинная часть заполняется арктическими вторжениями, теплая воздушная масса в предгорной зоне приостанавливает его дальнейшее распространение. Для климата подгорных равнин это имеет существенное значение и выражается в повышении средней месячной температуры зимних месяцев и в удлинении безморозного периода.

Алтай, вместе с другими пограничными горами Казахстана, являясь орографической ступенью между нагорьями Центральной Азии и равнинами Западной Сибири, ориентирует движение воздушных масс,

поступающих из Средней Азии и Казахстана, с юго-запада на северо-восток. Это явление обеспечивает большую вероятность проникновения теплого и более сухого воздуха вдоль предгорий по Алейской степи и дальше через Барнаул к Новосибирску и Томску. Климатическое значение процессов проявляется в нарушении вертикальной поясности вдоль северо-западных предгорий Алтая (степь по Алею вместо лесостепи). Нарушена также и широтная зональность далее к северу, где лесостепные ландшафты распространены в зону тайги в полосе вдоль Оби до устья Чулыма. Постоянство процессов проникновения воздуха с юго-запада обеспечивается системой воздушных потоков по окраинам циклональных и антициклональных барических полей.

Другие явления, связанные с наличием теплого воздуха на подгорных равнинах, возникают в результате взаимодействия с воздушными массами, заполняющими равнины Западной Сибири. Фронт раздела воздушных масс занимает различное положение, то удаляясь от гор, то задерживаясь вблизи них, и только в отдельных случаях переваливает через горы. Следовательно, зона фронтальных осадков и холодный воздух далеко не всегда распространяются на горные районы. Часто фронты задерживаются на равнинах, не доходя до горной страны 200—400 км, и здесь развиваются фронтальные явления, активизируемые разностью температур взаимодействующих воздушных масс. Именно в таких случаях наиболее интенсивно пополняется буферная прослойка воздухом из Казахстана и горных долин. Описанные явления характерны для теплого периода, и благодаря им меняется вся картина в распределении осадков: в Кулунде и на Приобском плато осадков выпадает больше, чем в предгорьях и по склонам Алтая (1947, 1954 и другие годы).

Наиболее обычные процессы — усиление восходящих потоков перед горами и регенерации циклонов при приближении к горам, обусловливают обострение фронтов и увеличение осадков в зоне, охватывающей 200—300-километровое пространство. Но все эти явления проходят совершенно не одинаково на разных участках подгорных равнин и первой ступени предгорий. В наиболее обычной форме они наблюдаются в Предсалаирье, между Чумышем и Иней, где без каких-либо нарушений происходит постепенное увеличение осадков и изменение ландшафтов в соответствии с высотой.

В полосе равнин, облегающих Алтай, процессы предвосхождения происходят по-разному. На подгорных равнинах Кулунды, подходящих к Алтаю с запада, зона предвосхождения максимально сужена. Сухие степи с количеством осадков 250—300 мм подходят непосредственно к горам, затем резкой ступенью режим увлажнения меняется и в среднегорье суммы осадков быстро возрастают до 500—1000 мм. В направлении на северо-восток к Оби контрасты в увлажнении уменьшаются, ширина зоны предвосхождения возрастает, и в углу между Салаиром — Алтаем наблюдается обратное явление: зона предгорного увлажнения с годовой суммой осадков в 500 мм распространяется далеко на окрестные равнины. В каждом случае циркуляция атмосферы и рельеф в сложном взаимодействии формируют признаки обособленности климата на отдельных участках подгорных равнин.

Влияние горного рельефа на циркуляцию атмосферы распространяется далеко на север по Западно-Сибирской равнине благодаря хребтам Салаира и Кузнецкого Алатау. Хотя их высоты заканчиваются около 55—56 параллелей, но и дальше по равнине продолжается их влияние на циркуляцию. Так, Салаирская «тень» протянулась на северо-запад к Оби и сомкнулась с зональной тайгой на левом берегу реки, а «тень»

Кузнецкого Алатау распространилась еще дальше — параллельно первой по Обь-Чулымскому водоразделу к устью Чулыма. Природно-климатический рубеж меридионального простирания, прочерченный вначале линией орографии, продолжается далее к северу уже индуцированный в процессах циркуляции над равнинами. К западу и к востоку от переходной полосы в Приобье изменяются многие характеристики метеорологического режима, меняется характер лесостепных и таежных ландшафтов.

При преодолении орографических препятствий Салаира, Кузнецкой котловины и Кузнецкого Алатау разнообразно изменяется характер циркуляции воздуха на наветренных и подветренных склонах и внутри котловины. В этих условиях возникает сложная картина размещения гидротермических условий.

Южные и юго-западные границы Обь-Иртышской климатической провинции представляют собой природно-климатический рубеж, обусловленный в значительной степени влиянием рельефа на циркуляцию воздуха по линии гипсометрической ступени между Казахским низкогорьем и Прииртышской равниной. Возвышенности Казахского мелкосопочника, поднимаясь на юге более чем на 1000 м и на юго-западе более чем на 800 м в Кокчетавских горах, охватывают полукольцом бассейн верхнего Иртыша, образуя гигантскую котловину Кулунды и Барабы.

Отсюда происходят многие явления в циркуляционных и других процессах. В частности, при западных и юго-западных потоках воздуха Прииртышская равнина, на пространстве от Семипалатинска до Омска, находится в зоне нисходящих потоков воздуха, за барьером окраинных высот. При северных затоках воздушных масс, котловинная орография всегда может быть причиной длительного застоя холодного воздуха в приземном слое. По тем и другим причинам на данной территории нарушена зональность метеорологических условий и соответственно природных степных ландшафтов (Фельдман и Шварева, 1955).

Влияние рельефа на трансформацию воздуха в крупных масштабах обнаруживается в предгорных и горных районах Алтая и на его отрогах. Благодаря горным условиям трансформации воздушных масс, Алтай в холодное время года выступает как остров теплого воздуха среди выхоложенных равнин, а в теплом периоде, наоборот, выделяется среди прогретого и иссушенного воздуха над окрестными равнинами более низкими температурами увлажненного воздуха.

Трансформация воздуха происходит при переваливании его через Салаиро-Алатауские преграды. Наиболее обычно при западных и юго-западных потоках и столь же естественно при противоположных перемещениях. При этом возникают разные физические свойства в воздушной массе в зависимости от этапа движения: одни при подъеме по наветренным склонам Салаира и Кузнецкого Алатау, другие при опускании в Кузнецкую котловину или при опускании на подгорные северные склоны Кузнецкого Алатау. В процессах подъема и опускания воздуха изменяются основные его свойства, обусловливающие географию осадков и термического режима на подстилающей поверхности, с чем связана сложная картина чередования степных, лесостепных и таежных ландшафтов, свойственная данной территории.

Исключительно благоприятные условия для трансформации воздуха складываются в Обь-Иртышской котловине (подгорные всхолмленные равнины левобережья Иртыша и равнины Кулунды). Здесь в теплом периоде благодаря замкнутости обширной территории устойчиво

продолжаются процессы прогревания и иссушения воздуха, распространяющиеся на значительную высоту, а в холодном периоде не менее сильны процессы радиационного выхолаживания воздуха. Сочетание явлений в циркуляции и трансформации воздуха, обусловливающих недостаток в увлажнении и избыток в теплоэнергетических ресурсах, предопределяет процессы засушливости во всех компонентах природы.

Степень влияния подстилающей поверхности и в частности рельефа на климатообразование весьма различна: в одних случаях рельеф только дополняет другие факторы, в других же случаях рельеф является основной причиной формирования основных свойств климата.

Роль рельефа в генезисе климата отдельных территорий юго-востока оценивается нами дифференцированно по 4-балльной шкале в зависимости от значения природно-климатического рубежа в системе таксономических градаций (соответствующий номер на рис. 2).

Факторами климатообразования **I порядка** являются горные сооружения Салаиро-Алтайской (1) и Алатау-Саянской (2) стран и окраины Средне-Сибирского плоскогорья (3);

II порядка: Салаирская гряда (4), низкогорья Казахской складчатой страны (5), возвышенности на водоразделе Оби и Енисея (6);

III порядка: возвышенности на водоразделе Ишима и Иртыша (7), прииртышские увалы (8), Васюганские водоразделы (9), увалы Приобского плато (10), возвышенности на водоразделах рек Барнаулки и Алея (11), Бии и Чумыша (12), Томи и Ини (13), Томи и Чулыма (14), Чулыма и Тяжина (15), Берди и Ини (16) и др.;

IV порядка: плато Ишимско-Иртышское (17), Павлодарское (18), Караканское (19), береговые увалы Иртыша в Казахстане (20), окраины Барабинской (21), Кулундинской (22) и Омской (23) котловин; водораздельные возвышенности: Чано-Иртышская (24), Чано-Баганская (25), Багано-Карасукская (26), Карасукско-Бурлинская (27), Обь-Чумышская (28), Чарышско-Алейская (29), Обь-Томская (30), увалы: Бельагачский (31), Колыванский (32), Чарышский (33) и др.

Вне классификации находятся центры больших котловин: Барабинской, Кулундинской и Прииртышской, влияние которых на климат представляет интегральное выражение совокупности факторов орографии.

Весь юго-восточный выступ Западно-Сибирской равнины можно рассматривать как обширную замкнутую котловину. С южной половины горизонта изолированность котловины осуществляется цепью горных сооружений: Салаира, Алтая и Казахского низкогорья — факторами климатообразования I и II порядков, а другие стороны котловины изолированы в меньшей степени водораздельными возвышенностями: Васюганским с севера, Ишимо-Иртышским с запада и возвышенностями Притомья с северо-востока. Все они относятся к факторам климатообразования III порядка.

Западная окраина котловины выражена малозаметными возвышенностями, простирающимися меридионально среди однообразных равнин Ишимской лесостепи и степи. По Целинному краю от Кокчетавских гор к Петропавловску протянулось предгорное плато с высотами 120—135 м, расчлененное долиною Ишима. Севернее Петропавловска орографическую линию продолжает высокий и залесенный правый берег Ишима, превышение которого над долиной реки местами достигает 70 м. Расчлененная балками, покрытая осиново-березовыми и сосновыми лесами полоса возвышенностей по правому берегу и залесенная и обводненная пойма Ишима образуют заметную незональную природно-климатическую границу внутри лесостепного и степного Приишимья.

Рис. 2. Значение рельефа в климатообразовании:
1 — факторы первого порядка; 2 — факторы второго порядка; 3 — факторы третьего порядка; 4 — факторы четвертого порядка; 5 — зона подветренного «иссушения»; 6 — динамическая ось котловины; 7 — зона подгорного «иссушения».

С севера юго-восточный выступ Западно-Сибирской равнины отделен полосой возвышенных водоразделов в Васюганье, протянувшихся от Тары на Иртыше до устья Томи. Васюганское водораздельное плато, находящееся на высоте 130—160 м и превышающее уровень Барабинской и Прииртышской котловины на 40—50 м, образует обширную по широте и долготе территорию с однородной подстилающей поверхностью типа возвышенной, залесенной и обводненной местности.

Характер процессов трансформации воздушных масс над Васюганьем иной, чем над прилегающими с юга котловинами Барабы и Приишимья. В этой связи здесь резко возрастают горизонтальные градиенты характеристик термического режима и увлажнения в направлении от низких мест к высоким. Об изменении гидротермических условий свидетельствует также смена ландшафтов лесостепи на ландшафты тайги, совпадающая с окраинами котловины и склонами водораздельных плато. На юго-западе, юге и юго-востоке Обь-Иртышской климатической провинции рельеф является важнейшей причиной обособленности климата данной территории, и климатические границы I порядка совпадают с орографическими. Климатораздел проходит по склонам Кокчетавских,

Баяноаульских и других высот Казахского низкогорья, возвышающихся над Прииртышьем до 1000 м.

Столь же отчетливо совпадают климатическая и орографическая границы в предгорьях Алтая и Салаира. Здесь проходят параллельно несколько орографических границ разного значения (см. рис. 2). Одни принимаются за границу провинций или округов, другие совпадают с границами районов или подрайонов.

Алтай поднимается над подгорными равнинами тектоническим уступом высотой более 400 м, вдоль которого естественно проходит граница между климатами гор и предгорий. Резкое изменение высот между предгорьями и горами служит причиной развития разнообразных и примечательных явлений в циркуляции атмосферы, формирующих климат в полосе предгорий. В этой связи климатическая граница между Обь-Иртышской провинцией (равниной) и Алатау-Саянской (горной) проходит по равнине в удалении на 100—300 км от гор. Непосредственно по орографической ступени Алтая проходит уже внутрипровинциальная граница округа. (II ранга).

На востоке климатически обособлены территории Салаира и Кузнецкой котловины с метеорологическим режимом расчлененной горной страны. Границы климата равнин и гор здесь проходят по западным склонам Салаира.

По мере продвижения к востоку и углубления внутрь Алатау-Саянской горной страны возникают новые характеристики метеорологического режима, обусловливаемые и рельефом и географическим положением по отношению к центрам действия атмосферы; поэтому выделена вторая провинция с горным климатом — Алатау-Саянская (см. рис. 1).

Приобье, расчлененное впадинами и возвышенностями на всем протяжении от предгорий Алтая до устья Томи, характеризуется сложными условиями циркуляции и трансформации воздуха в приземном слое атмосферы и большой пестротой в распределении термического режима и сумм атмосферных осадков.

Большую часть левобережья занимают юго-западные увалы Приобского плато в виде узких водоразделов рек Алея, Барнаулки, Касмалы, Кулунды. Плато возвышается на 100 и более метров над Кулундинской котловиной, а превышение водораздельных увалов достигает 220 м. Центральная часть Приобья опущена и занята выступом Кулундинской котловины. Севернее возвышаются увалы: Карасукский и Каменский, образующие орографическую границу с Барабинской котловиной. На широте Новосибирска Приобское плато сливается с водораздельными возвышенностями Васюганья с высотами 150—160 м, и таким образом замыкается цепь возвышенного рельефа на Левобережье.

Еще более сложно устроена поверхность Правобережья, к которой мы относим территорию между долиной Оби и Салаирским хребтом. Все это пространство распадается на три крупных физико-географических комплекса: южная часть, ограниченная долинами Бии и Чумыша; Центральная часть — Сузунско-Черепановские увалы и предгорья Салаира, ограниченные долинами Чумыша и Берди; северная часть, к которой относятся междуречье Берди и Ини, и Томь-Обское междуречье.

Таким образом, от осевой части Салаирского хребта распространяется поперечная сеть орографических линий. Этот рисунок рельефа усложняется линиями параллельного простирания. В частности, во всех трех частях Правобережья отличается рельеф Приобья от рельефа предгорий Салаира.

Приобская часть Правобережья широка на юге (включая Обь-Чумышский водораздел), несколько сужается севернее долины Чумыша в

пределах Сузунско-Черепановских увалов и выклинивается севернее Новосибирска. Рельеф Приобья представляет чередование впадин, округлых возвышенностей и террасных равнин, расположенных на высоте 200—300 м. От предгорий Салаира приобская часть Правобережья отделена впадинами долины Чулыша и Черепановской равнины.

Салаирский хребет с запада и с северо-запада окаймлен предгорьями в виде возвышенных равнин и плато, высотой 200—300 м. Климат равнин и гор сменяется на высоте около 350 м. В полосе предгорий отдельные участки различаются по физико-географическим условиям, как, например, заметно обособлены причумышская часть предгорий, занимающая равнины правобережья Чумыша, Черепановское плато в междуречье рек Чумыша и Берди, Коенское междуречье (16) рек Берди и Ини и Томь-Обское междуречье. Наиболее возвышен Коенский район, заполненный отрогами Салаира (Буготакские сопки).

Влияние рельефа на климатическую обособленность физико-географических районов проявляется в различной степени: как фактор II порядка (Салаирский хребет), как фактор III порядка (Бийско-Чумышское плато, Коенское междуречье) и фактором IV порядка является ряд других элементов рельефа (см. рис. 2). На Правобережье проходит много природно-климатических границ различного значения: по склонам Салаира границы провинций и округа, по другим орографическим линиям границы районов и подрайонов.

Отроги Салаира и Кузнецкого Алатау заканчиваются среди равнин Приобья, Притомья и Причулымья. Однако и дальше к северу над равнинами обнаруживается природно-климатический рубеж, как бы продолжающий общую орографическую линию Салаира и Кузнецкого Алатау. Над равнинами междуречий Оби — Томи — Чулыма нарушается зональность климатических характеристик, в частности, климат Приобья обособлен от климата Причулымья по термическому режиму, характеру увлажнения и другим явлениям сезонной погоды, которые обычно возникают при резком изменении характера подстилающей поверхности. Однако равнинный рельеф нижнего Притомья, где наиболее концентрированы признаки смены климата, сам по себе не может быть причиной указанных явлений. Причины эти заключаются в воздействии соседних горных стран. Многие явления в погоде над равнинами Томской области возникают в результате обобщенного влияния на динамические процессы в атмосфере двух орографических препятствий: Салаира и Кузнецкого Алатау. Далеко на север в глубь равнин проектируется отражение «условного рельефа» гор юго-востока Западной Сибири, вдоль которого естественно укладывается граница двух соседних провинций: Обь-Иртышской и Алатау-Саянской (см. рис. 1).

На востоке рассматриваемой территории, на пространствах Алатау-Саянской горной страны и прилегающих к ней равнин, рельеф в процессах климатообразования выступает как фактор I порядка. В частности, Кузнецкий Алатау не только сам по себе климатически обособлен, но и влияет на распределение метеорологического режима на обширной территории к западу, северу и востоку. Вдоль его обрывистых склонов, возвышающихся на 200—400 м, ориентированных перпендикулярно к направлению господствующих ветров, постоянно происходят в атмосфере динамические процессы, трансформирующие свойства перемещающихся воздушных масс. Аналогичные признаки влияния рельефа гор на климат подгорных равнин наблюдается и далее к востоку в междуречье Чулыма и Енисея, где усиливается значение Саян. Здесь под совместным влиянием Кузнецкого Алатау и Саян формируется климат Ачинской лесостепи.

Таким образом, в полосе подгорных равнин вдоль Кузнецкого Алатау и Саян климат генетически связан с горным рельефом и в этой связи территория предгорий отнесена нами к Алатау-Саянской провинции.

В работах Н. Е. Кочина (1938, 1949 и др.), И. А. Кибеля (1940 и др.), А. А. Дородницина (1938, 1940) и других авторов изложены выводы, относящиеся к циркуляции воздушных потоков в пересеченной местности, позволяющие объяснить формирование местных климатов в ряде районов на рассматриваемой нами территории. Н. Е. Кочин установил, что на наветренных склонах возвышенностей потоки воздуха восходят, а на подветренных опускаются. При этом волновые движения, возникшие над возвышенностью, сохраняются в дальнейшем следовании и на значительном удалении от нее. Теория волнового движения воздушного потока нашла широкое применение для объяснения ряда явлений в атмосфере: динамики фронтальных зон изменения давления, температуры, скорости ветра, распределения осадков и других явлений над разными участками расчлененной поверхности. Ее применение к Иртышско-Кулундинской котловине показано на рис. 3.

Рис. 3. Воздушный поток над котловиной (профиль вдоль 52 параллели).

На указанном рисунке совмещено несколько разных волновых процессов на различных высотах, которые не всегда проходят одновременно. Верхней полосой (1) изображен поток воздуха в свободной атмосфере, не зависящей от подстилающей поверхности. Следующей полосой (2) показан поток воздуха, который, согласно теории Н. Е. Кочина, И. А. Кибеля и др., подвергается деформации над пересеченной местностью. Причем, как указывает А. А. Дородницин, даже небольшие возвышения оказывают возмущающие влияния на воздушные массы до значительной высоты. При этом возникают волновые движения с некоторым сдвигом фазы колебаний, в результате чего восходящее движение над возвышенностью сменяется нисходящим над котловиной. Район, где на метеорологическом режиме обнаруживается влияние нисходящих потоков воздуха, мы называем в этой статье динамическим центром котловины. Его положение может не совпадать с орографическим центром, так как определяется характером окраинного рельефа. В динамическом центре котловины часто имеются условия для повышения температуры и иссушения воздуха.

Третий слой воздушного потока (3), показанный на высоте 600—1500 м, непосредственно соприкасается с подстилающей поверхностью, обтекая неровности в рельефе. В этом слое происходят процессы упоря-

доченной и неупорядоченной конвекций и турбулентные завихривания под влиянием рельефа и характера деятельного слоя. Наиболее деформируется приземный поток (4), который разбивается на много обособленных участков с различным характером завихриваний и турбулентности. На рисунке показаны некоторые основные формы изменения характера потока, имеющие место по линии профиля, проведенного через Кулунду около 52 параллели.

При ветрах с западной половины горизонта на наветренных склонах Казахского низкогорья происходит подъем воздуха, на подветренных — опускание. Волновые движения продолжаются и над котловиной: в потоке, опускающемся по склонам,— завихривание и динамическое повышение температуры, на высоте — волновые колебания большой амплитуды с тенденцией к опусканию над левобережьем Иртыша. В этой связи по всей территории Прииртышского климатического округа возникают градиенты температуры, близкие к сухоадиабатическим, и выпадение осадков исключается.

Над правым берегом Иртыша возможна фаза подъема волны в приземном потоке или опускания воздуха из потока с большей высоты. Район воздействия нисходящего потока смещен несколько восточнее долины Иртыша. Далее к востоку, по склонам Приобского плато снова подъем воздуха и увеличение интенсивности осадков. В предгорной, Рубцовско-Алейской впадине совпадают несколько волновых процессов: опускание потока, возмущенного над Приобским плато; завихривание воздуха перед крутыми уступами Алтая, особенно в массе холодного воздуха, сжатого надвигающимся теплым фронтом. Эти явления дополняются поворотом ветра влево и усилением его скорости при сжатии воздуха в антициклоне, подошедшего к Алтаю с запада. Выше по склонам происходит подъем воздуха, волновое возмущение распространяется по вертикали на большую высоту и создаются условия для выпадения орографических и фронтальных осадков в среднегорном Алтае.

Таким образом, вдоль продольной оси Кулундинско-Иртышской котловины при соответствующих условиях циркуляции воздуха возникают три зоны, на пространстве которых наиболее вероятны сухоадиабатические градиенты температуры, и в этой связи здесь создаются неблагоприятные условия для выпадения осадков. Одна из зон в подветренной «тени» Казахского низкогорья, другая — в динамическом центре котловин и третья — в предгорьях Алтая вдоль течения реки Алея.

Первая засушливая зона достаточно отчетливо прослеживается на всем протяжении левобережья Иртыша от Семипалатинска с поворотом от Павлодара на северо-запад вдоль котловин озер Жалаулы, Селеты-тенгиз, Уленкарой, Шаглытенгиз. Вторая засушливая зона выражена линейно менее отчетливо. В Центральной Кулунде она проходит несколько восточнее долины Иртыша в направлении от Семипалатинска через пос. Щербакты к г. Карасуку. В Северной Кулунде имеются две линии засушливости: одна от с. Иртышского в Казахстане к Татарску и севернее, другая вдоль долины Иртыша от пос. Качиры к Омску. Причины возникновения двух параллельных полос засушливости, очевидно, объясняются дополнительным влиянием возвышенностей на границе Омской и Казахской степей и Прииртышских увалов. В других условиях рельефа, как, например, в Кузнецкой котловине, динамический центр выражен более линейно.

Влияние рельефа на метеорологический режим внутри котловины юго-востока выражено в не столь ярких формах, как это отмечалось при характеристике возвышенных окраин. Элементы рельефа равнин в процессах климатообразования выступают как факторы III и чаще IV по-

рядков. Отдельные увалы или плато с превышениями обычно до 30 м и редко до 100 м, являясь причиной усиления турбулентных процессов в приземном слое атмосферы, образуют заметные рубежи в размещении метеорологических условий. Вдоль их усиливаются вертикальные воздушные потоки, происходит активизация фронтальных явлений, изменяется характер облачного покрова и т. д. В центрах котловин складываются иные условия для трансформации воздуха, чем на их окраинах.

В пределах равнины совпадение орографической линии с климатической границей вполне отчетливо обнаруживается вдоль возвышенного правого берега Иртыша. Причем, значение рельефа в обособлении климата правобережья от левобережья возрастает вниз по течению и на участке между устьями рек Оми и Тары, Прииртышские увалы являются уже важной причиной климатических отличий правобережья от левобережья (фактор III порядка на рис. 2). К югу от устья Оми постепенно уменьшается роль рельефа (увалы понижаются) и, наоборот, возрастает значение циркуляционных процессов в обособлении метеорологического режима Правобережной части Иртышской равнины от Левобережной. В результате совмещенного воздействия подстилающей поверхности и процессов циркуляции в полосе Прииртышья проявляется заметная климатическая граница, высокого таксономического ранга (8 и 20 на рис. 2).

Другой примечательный пример влияния малых форм рельефа на изменение метеорологического режима мы встречаем в переходной полосе между двумя физико-географическими комплексами: Барабинской лесостепью и Кулундинской степью. Здесь между котловинами Барабы и Кулунды почти широтно протянулись параллельно друг другу несколько водораздельных грив и ложбин стока: Чано-Баганский водораздел (25), Багано-Карасукский водораздел (26) и Карасукско-Бурлинский водораздел (27 на рис. 2). Гривы малозаметны в рельефе, и их превышение над ложбинами стока составляет всего 10—20 м, но в сумме гривно-ложбинный рельеф занимает полосу шириной в десятки километров, над которой многократно изменяются условия трансформации и динамики воздушных масс. В том же направлении, т. е. с юга на север, изменяется гидротермический режим, география которого формируется под влиянием и других более общих факторов климатообразования.

Таким образом, рисунок рельефа, в данном случае, дополняет другие факторы климатообразования, активизирует их проявление, и в этой связи неслучайно с направлением каждого водораздельного увала совпадает одна из природно-климатических границ: сухой типчаково-ковыльной степи, обычной разнотравно-ковыльной степи и луговой колочной степи, и тем самым постепенно происходит радикальное изменение гидротермического режима, обусловливающего смену ландшафта степи на ландшафт лесостепи.

С рисунком малых форм рельефа на равнинах юго-востока совпадают многие климатические границы по окраинам Ишимско-Иртышского плато (17 и 23 на рис. 2), по окраине Павлодарского плато (18), по окраинам Кулундинской и Барабинской котловин (21 и 22) и т. д.

2. Климатообразующие свойства деятельного слоя

Взаимодействие между атмосферой и подстилающей поверхностью в континентальном климате Сибири является постоянно действующим фактором климатообразования. В зависимости от условий трансформа-

ции метеорологический режим в приземном слое воздуха меняется в самых различных направлениях. Изменение физических свойств воздуха, сопровождающихся явлениями вертикальной неустойчивости и турбулентности, является причиной климатического обособления отдельных сравнительно небольших территорий, занятых лесом, полем, болотом и проч., и формирования местных климатов.

Разнообразие метеорологических режимов над разной подстилающей поверхностью выражено наиболее всесторонне в теплом периоде. С установлением снежного покрова меняется физическая основа природно-климатической дифференциации, временно нивелируются многие природные рубежи, но появляются новые границы метеорологических режимов. Особенно в переходные периоды, когда метеорологические условия формируются над подстилающей поверхностью, сочетающей разнообразие сезонных и переходных видов, климатическая дифференциация территории получает новые признаки. Следовательно, на одной и той же территории в течение года неоднократно смещаются границы устойчивых метеорологических режимов, возникают и исчезают климатические границы.

В холодном сезоне с появлением снежного покрова изменяется вся природная обстановка. Снег образует однородную подстилающую поверхность на больших пространствах. Радиациональный и термический режимы совершенно изменяются, климатические границы перемещаются в пространстве. Выявляются тенденции к азональной дифференциации территории на меридиональные секторы. Примечательно, что метеорологическим режимом холодного сезона закладываются основы развития как географической зональности, так и природно-климатической азональности.

Положение многих зональных и азональных рубежей определяется в значительной мере погодными условиями осени и весны — при сходе и установлении снежного покрова. В коротком периоде, продолжающемся около месяца, подстилающая поверхность с разным альбедо — свободная от снега и покрытая снегом, становится важнейшей причиной образования метеорологических различий, вызывающих глубокие физико-географические процессы.

В обычные годы снежный покров устанавливается по юго-востоку Западно-Сибирской равнины в течение октября, постепенно распространяясь с севера на юг и с востока на запад. В частности в Васюганье и Причулымье снег ложится в среднем на 15—20 дней раньше, чем в южной Кулунде (рис. 4). Естественно, что в октябре заснеженное Причулымье метеорологически обособлено от оголенной Кулунды, так как над этими территориями складываются разные условия формирования радиационного теплового и других балансов и соответственно различно направлены процессы ландшафтообразования.

Весной аналогичная картина наблюдается в апреле — при сходе снежного покрова (рис. 5). Так же как и осенью, Прииртышье освобождается от снега на 15—20 дней раньше, чем Васюганье и Причулымье, при этом таяние снега задерживается на водораздельных возвышенностях и по всей Барабинской котловине. Резко выступают различия по гидротермическому режиму между крупными физико-географическими комплексами: Приишимьем, Приобьем и Причулымьем, а также между отдельными небольшими географически обособленными районами. Рисунок изохрон дат схода снежного покрова в принципе повторяет рисунок изохрон дат установления снежного покрова, но полного совпадения между ними нет. Особенно в связи с тем, что в Барабинской котловине сход снега в среднем происходит позднее, чем в Кулунде и При-

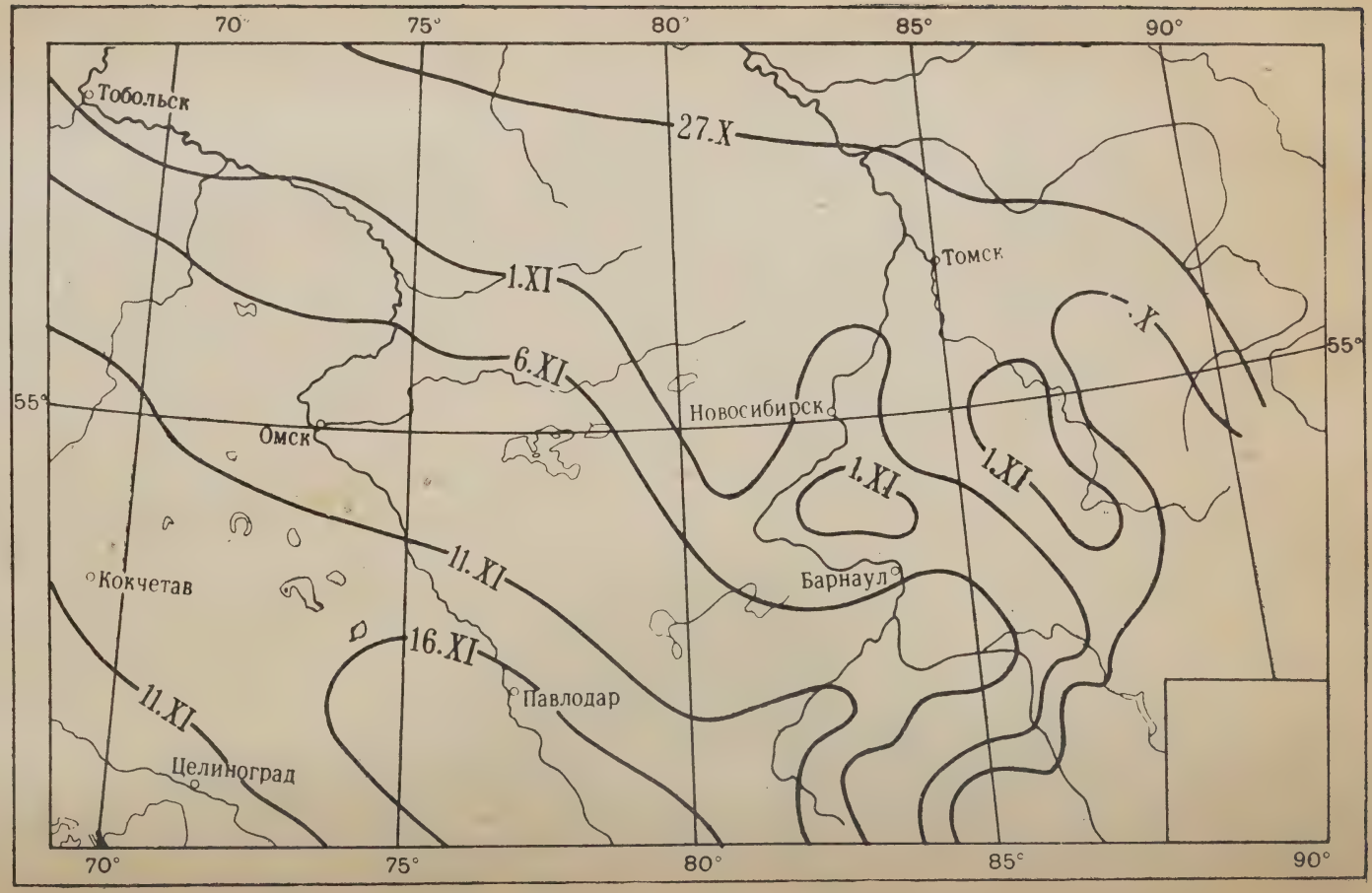


Рис. 4. Дата образования устойчивого снежного покрова.

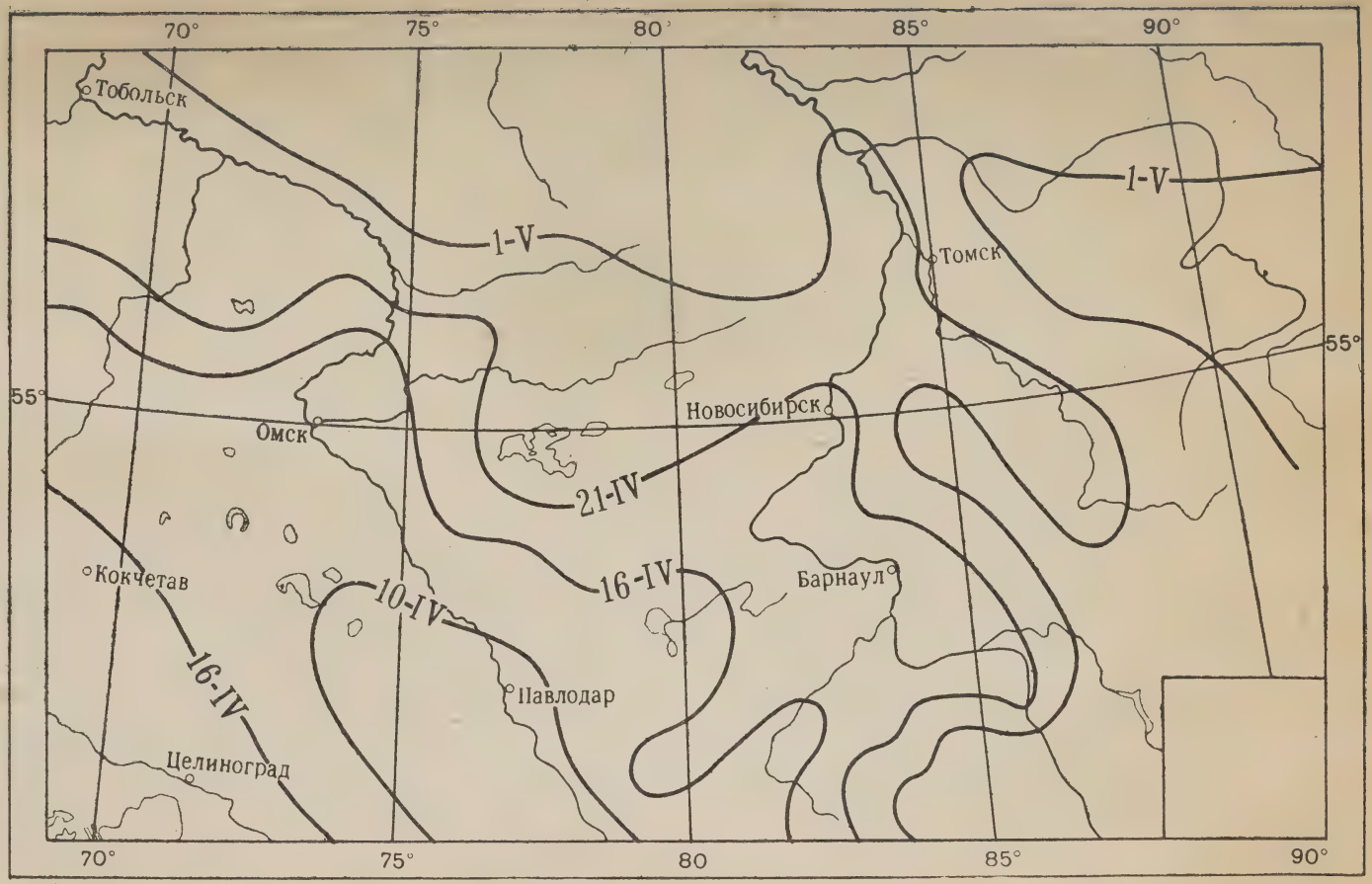


Рис. 5. Даты схода снежного покрова.

иртышье, на 10—12 дней, тогда как осенью разница во времени установления снежного покрова обычно составляет всего несколько дней.[1]

Следовательно, дважды в году резко обосабливаются по метеорологическому режиму несколько крупных физико-географических комплексов, так как там, где снег ложится раньше, он и сходит позднее. Обобщенным показателем этих сезонных различий в подстилающей поверхности являются или величины альбедо, или продолжительность периода залегания снежного покрова (рис. 6).

В Прииртышье период со снежным покровом в среднем на 15—20 дней короче, чем в Барабе, и на 25—30 дней короче, чем в Васюганье и Причулымье. В отдельные годы эти значения изменяются в ту или другую сторону. Кроме того, повсеместно на равнинах в связи с морфологией, залесенностью и другими причинами наблюдаются различия по продолжительности снежного покрова. Так, на большом протяжении от Тары до поселка Иртышского отличаются правобережье и левобережье Иртыша, столь же обособляются по этой причине правобережье и левобережье Оби, возвышенности Приобского плато, ленточные боры Кулунды и т. д.

Условия установления и таяния снежного покрова относятся к числу главных климатических характеристик, определяющих гидротермический режим в почве и воздухе на значительной части периода с положительными температурами. Естественно, что многие природные рубежи отражают географию условий залегания снежного покрова, как, например, границы почвенно-растительных зон, размещение типов заболоченности, типов почвенной эрозии и т. д. Следовательно, в характеристиках снежного покрова содержатся необходимые сведения для целей природно-климатического районирования.

В теплом периоде года влияние подстилающей поверхности на метеорологический режим становится многообразнее и дробнее пространственно. Разнообразнее становятся условия поглощения и отражения радиационного тепла, условия иссушения и увлажнения и другие причины трансформации воздуха, развития турбулентности и вертикальных потоков в приземном слое атмосферы. Сезонный характер деятельной поверхности в периоде с положительными температурами становится важнейшей причиной климатического обособления внутри зон, небольших сравнительно территорий.

Природа юго-востока Западно-Сибирской равнины богата азональными ландшафтами. Здесь чередуются комплексы фаций темнохвойной тайги, сырых лугов и займищ, степей колочных, безлесных и опустыненных. В зональные ландшафты проникают фации ленточных и припойменных боров, болот, массивов солонцов, пойменных зарослей и проч. Естественно, что зональные гидротермические условия нарушаются повсеместно, а климат зоны оказывается расчлененным на звенья местных климатов соответственно количеству азональных физико-географических комплексов. При этом в метеорологическом режиме местных климатов сочетаются и местные микроклиматические особенности и некоторые средние оптимальные климатические условия, характерные для зоны в целом.

Таким образом, зональный климат и зональный почвенно-растительный покров зачастую отклоняются от нормы под влиянием деятельного слоя азональных формаций.

При среднемасштабном климатическом районировании многообразие форм деятельного слоя в теплом сезоне нами обобщенно представле-

[1] Здесь и дальше использованы гидрометеорологические данные, подготовленные в Западно-Сибирском и Омском управлениях ГМС.

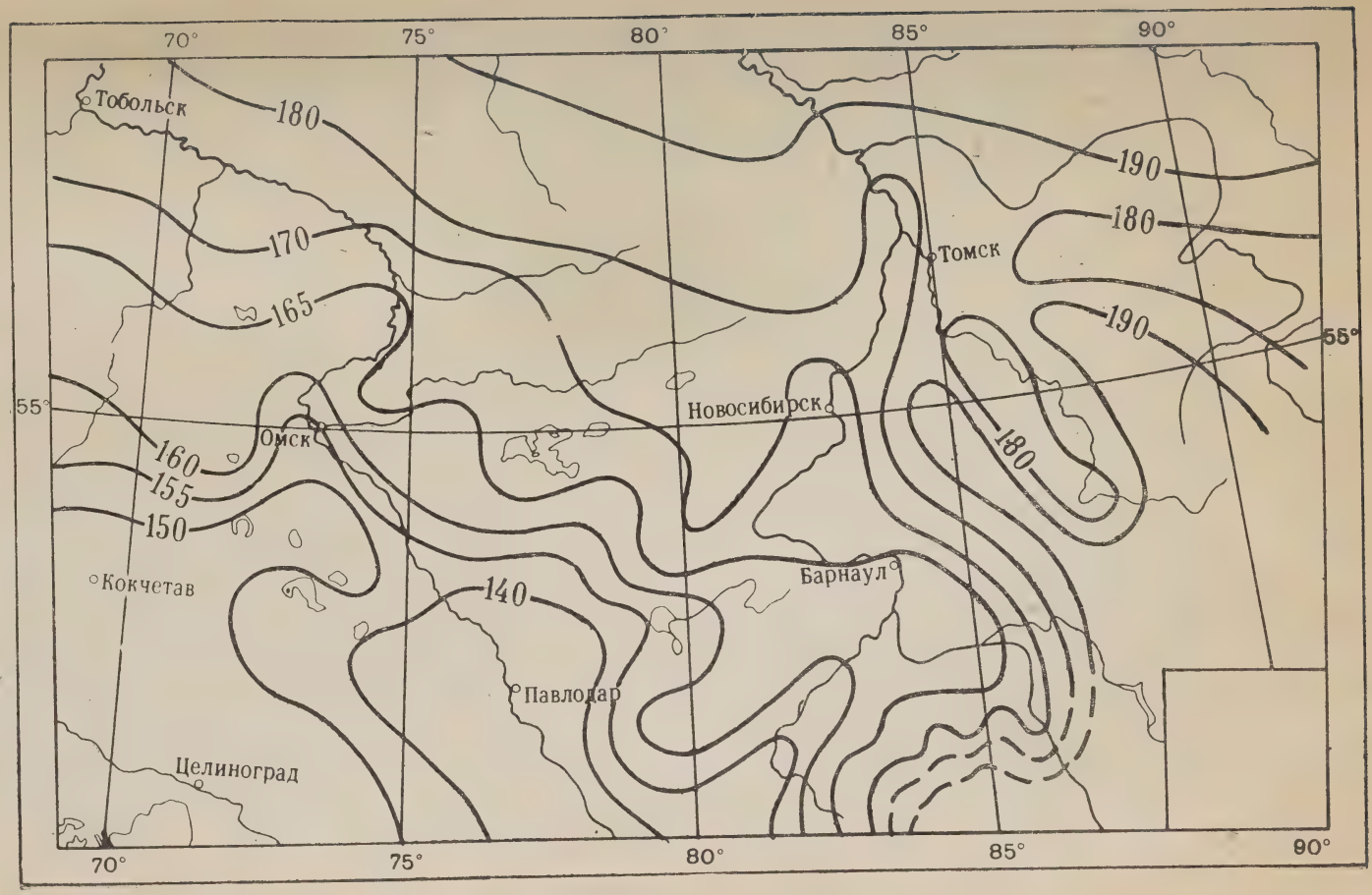


Рис. 6. Число дней со снежным покровом.

но в виде схемы, состоящей из наиболее распространенных сложных комплексов физико-географических фаций. Для равнинной части юго-востока Западной Сибири такими комплексами являются:

ландшафт темнохвойной сырой тайги;

ландшафт займищный, солонцово-солончаковых лугов и сырых колков;

ландшафт озерно-солончаковый остепненный или опустыненный;

отдельные лесные массивы в лесостепи и степи: сосновые боры и осиново-березовые леса на водоразделах;

ландшафт высокоствольных березовых рощ среди солонцеватой степи;

ландшафт больших водоемов: озер с осоково-тростниковым окружением, обводненных пойм;

возделанные поля среди низкорослых рассеянных рощ.

Каждому физико-географическому комплексу соответствует свойственный ему средний тип метеорологического режима, в котором обобщаются внутриландшафтные многообразные формы взаимодействия подстилающей поверхности с приземной атмосферой. Осредненный метеорологический режим характеризует основные свойства местного климата, отражающие гидротермический режим деятельного слоя.

В пределах любой географической зоны чередуются почти все, перечисленные выше, физико-географические комплексы и соответственно меняются типы метеорологических режимов. В связи с этим климат зоны представляет сложное сочетание многих азональных *местных* климатов.

Формирование местных климатов происходит под воздействием нескольких групп факторов: динамики воздушных масс, физико-химических свойств деятельного слоя и в целом от совокупности микроклиматов в приземном слое воздуха.

Климатообразующие процессы в атмосфере по-разному участвуют в формировании местных климатов в зависимости от погодных условий: радиационно-динамического или адвективно-динамического характера. В первом случае главную роль в обособлении местных климатов выполняют турбулентный обмен, упорядоченная конвекция, местные потоки воздуха в зависимости от форм рельефа и в целом направление трансформации воздуха. А во втором случае признаки местных климатов появляются в зависимости от форм рельефа, от их экспозиции к направлению адвекции воздуха, в зависимости от условий местной локализации фронтальных явлений и проч.

Степень влияния подстилающей поверхности на турбулентное перемешивание оценивается коэффициентом шероховатости, величина которого изменяется в значительных пределах: 0,01 — над водоемом; 0,5 — над паровым полем; 3,0 — над зерновыми культурами; 7,0 и более — над лесом. Если над открытой степью интенсивное турбулентное перемешивание распространяется до высоты 100—200 м, то над лесом эти процессы затухают только на высоте около 1000 м (Константинов, 1963). Турбулентные вертикальные движения, перемешивая нижние слои воздуха, приводят к выравниванию метеорологических характеристик в слое 1—2 км, и в случае достаточного влагосодержания турбулентность сопровождается слоистой облачностью и выпадением моросящих осадков. Указанные явления представляют характерную особенность метеорологического режима Барабинской лесостепи.

Другим показателем не менее важных динамических процессов является интенсивность вертикальных потоков воздуха. Интенсивность

конвекции пропорциональна вертикальному температурному градиенту и удельной влажности у земли, при этом исключительно благоприятствует развитию конвекции чередование участков подстилающей поверхности с разным альбедо и различной испаряющей способностью. Соседство степи или возделанных полей и леса обычно является причиной развития мощной упорядоченной конвекции до значительной высоты. Над лесными массивами в степной зоне чаще возникает кучево-ливневая облачность, чем над окрестной степью.

Всестороннее влияние на процессы динамики воздушных масс и на трансформацию воздуха оказывает темнохвойная тайга. Поверхность тайги, представляющая чередование высокоствольного леса, впадин над гарями и болотами по степени шероховатости аналогична гривному микрорельефу. Интенсивность турбулентного обмена в этой связи всегда значительна и, распространяясь вверх на сотни метров, является причиной образования местной облачности и осадков. Как теплая подстилающая поверхность в летнее время, тайга способствует конвективно-неустойчивому состоянию в атмосфере, особенно на холодном фронте. В других случаях, как холодная подстилающая поверхность, тайга создает условия устойчивости. При многих состояниях атмосферы тайга и степь отличаются по динамическим процессам. В этой связи с границей тайги совпадают границы разных гидротермических режимов.

В лесостепной и степной зонах велико значение отдельных лесных массивов в изменении условий увлажнения на территориях, занятых ими. Оно проявляется и в увеличении жидких осадков на 30—40 мм (Будыко, Дроздов, Львович, 1952), в особом режиме накопления и сохранения снежного покрова по сравнению с соседней открытой территорией, в регулировании стока и испарения и проч.

Разнообразно влияние сложных многофациальных ландшафтов так называемых неудобных земель. В лесостепной Барабе такие ландшафты состоят из комплекса займищ, солонцово-солончаковых лугов, сырых колков и болот. В степной Кулунде комплекс неудобных земель представлен фациями солонцово-солончаковых лугов и солонцовых опустыненных галофитных степей среди соляных озер.

Приведенные примеры многофациальных ландшафтов наиболее контрастны по формам взаимодействия с приземным воздухом. В частности, в неустойчивой воздушной массе над займищами и лугами Барабы более обычна погода со слоистой облачностью и моросящими осадками как результат значительной интенсивности турбулентного перемешивания увлажненного воздуха. А над озерно-степными ландшафтами Центральной Кулунды при аналогичных условиях стратификации атмосферы обычно осадков не бывает. Иная картина в Северной Кулунде, где соседствуют указанные совершенно различные формы подстилающей поверхности. Здесь резкое различие в величинах вертикальных градиентов температуры и влажности воздуха над соседними территориями является причиной значительных явлений конвективно-неустойчивого состояния атмосферы (рис. 1, 3, 4 к статье о засухе, Сляднев).

Озерно-лугово-степные ландшафты положительно влияют на гидротермический режим в приземном слое в засушливую антициклональную погоду. Благодаря более интенсивному испарению и горизонтальным осадкам дефициты влажности воздуха в этих районах ниже, чем в типичных степях.

Пахотные земли являются менее сложным комплексом подстилающей поверхности. Взаимодействие деятельного слоя с атмосферой осуществляется в двух основных видах: поля с оголенным (весной и летом в виде паров) и поля с сомкнутым травостоем. В любом виде поля, ис-

паряя огромное количество влаги, являются причиной значительных амплитуд температуры у поверхности и интенсивного турбулентного обмена в воздухе приземного слоя. Эти свойства способствуют конвективно-неустойчивому состоянию и образованию кучевой облачности.

Отношение площади пахотной земли к площади непахотной является одной из климатических характеристик подстилающей поверхности. Ее величина изменяется в значительных пределах, например, в северной Кулунде в районе Карасука распаханность составляет 45%, а в южной Кулунде около Славгорода — 85%. В Барабе соседние территории также отличаются по распаханности, например, в районе Калачинска — 60%, а в районе Барабинска только 18% земель распахано (рис. 7).

Значение почвенного покрова. Независимо от других компонентов ландшафта, самостоятельную роль в климатообразовании выполняет почвенный покров: непосредственно через величину альбедо, через процессы накопления и испарения влаги и косвенно — через формирование растительного покрова.

Почвенный покров как компонент зонального ландшафта, изменяющийся вместе с ним, представляет пеструю картину сочетания зональных и азональных почв. Зональный почвенный покров образует только общий фон и на отдельных участках сохраняется лишь пятнами среди азональных почвенных массивов. Физико-химические свойства почв азональных комплексов физико-географических фаций (о которых уже шла речь) существенно дополняют условия формирования местного климата, искажая зональные закономерности размещения гидротермического режима.

Влияние почвенного покрова на микроклимат осуществляется прежде всего через альбедо, механический состав и водные свойства почв. При определенном сочетании перечисленных характеристик над почвенным покровом складывается комплекс условий, при котором и формируется местный климат (зональный или азональный). Наиболее обобщенным признаком зональных почв является их механический состав: тяжелый для увлажненной зоны, облегченный для зоны среднего увлажнения и легкий для сухой зоны. Водные свойства почв соответствуют механическому составу. Пространственное размещение почв с разным механическим составом связано не только с увлажнением, но и материнскими породами.

В Центральной Кулунде, на Павлодарском плато и в Прииртышской равнине, материнскими породами являются супеси, легкие суглинки и пески, на которых развиты легкие почвы, характеризующиеся наименьшей влагоемкостью и максимальной водопроницаемостью. Вокруг Центральной Кулунды: на Ишимском плато, в Барабе, Северной Кулунде и в Приобье материнские породы в основном представлены суглинками и глинами. Здесь распространены почвы более тяжелые с максимальной влагоемкостью, но меньшей водопроницаемостью и высокой гигроскопичностью. В Северной Кулунде и Барабе имеется сложное сочетание почв с разным механическим составом.

Величиной влагоемкости и водопроницаемости оцениваются потенциальные возможности почв к сохранению оптимального гидротермического режима. Эти свойства изменяются в широких пределах. В подзолах и солонцах с утяжеленным механическим составом влагоемкость достигает наибольших значений. Оподзоленные и осолонцованные почвы способны интенсивно удерживать влагу багодаря коллоидным свойствам иллювиального горизонта. Соответственно водопроницаемость их значительно ниже.

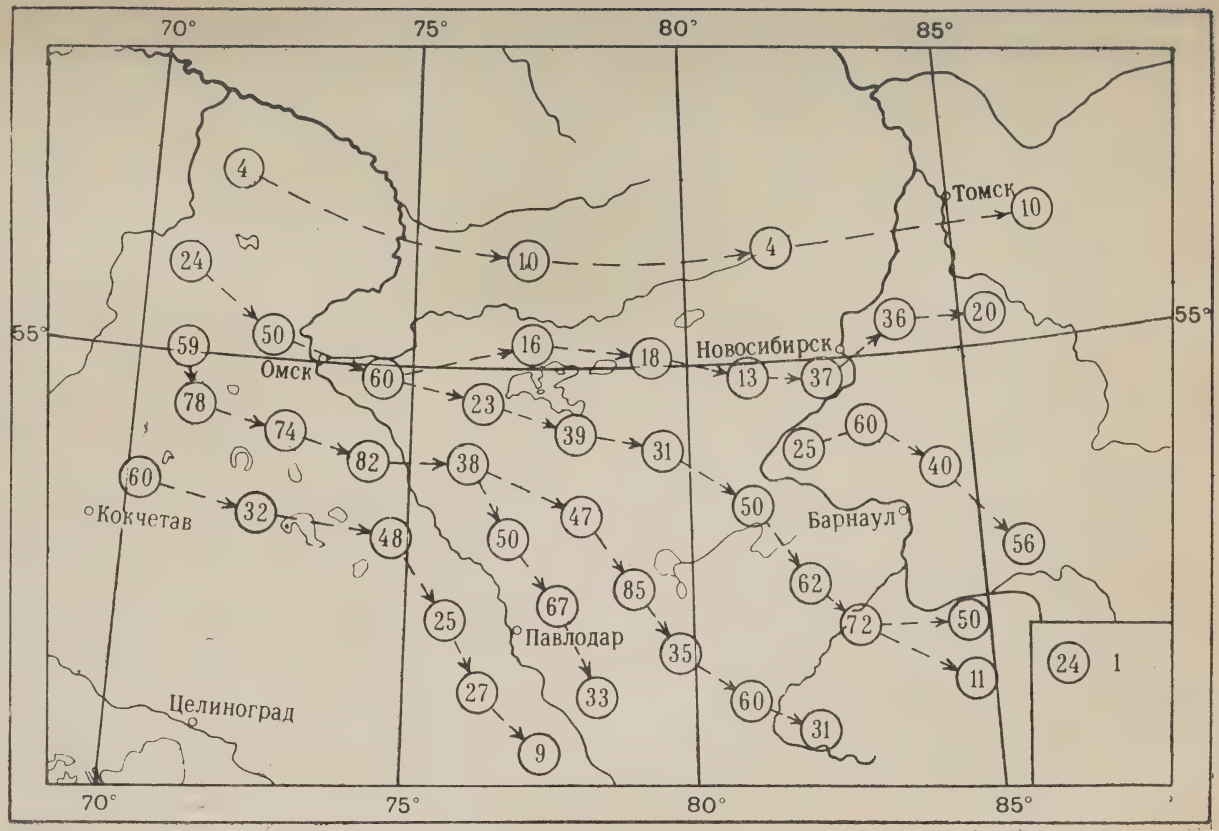


Рис. 7. Занято земли под пашней (проценты).

Микроклиматическое значение водных свойств подзолов и солонцов заключается в том, что при одинаковых теплоэнергетических ресурсах эти почвы медленнее, чем другие, отдают влагу на испарение. При низком коэффициенте увлажнения на подзолах и солонцах резче проявляется недостаток атмосферного увлажнения и наоборот, при высоком коэффициенте увлажнения его избыток (коэффициентом увлажнения принято называть отношение суммы атмосферных осадков к испаряемости). Все эти явления в большей мере проявляются на солонцах.

Солонцы обладают исключительной водоудерживающей способностью, увеличивающейся с глубиной (при утяжелении механического состава). При избытке влаги солонцовый горизонт набухает, становится вязким, влага задерживается на поверхности и развиваются процессы осолоденения, сопровождающиеся заболачиванием. В сухие периоды верхние почвенные горизонты сильно пересыхают, и, так как подача влаги из нижних горизонтов происходит замедленно, низкие места, прежде заболоченные, превращаются в суходольные солонцовато-солончаковые луга, а на гривах растительный покров быстро выгорает и обедняется. Комплексы физико-географических фаций на солонцах вполне отчетливо обособлены по метеорологическому режиму в любой климатической зоне.

Там, где солонцоватость уменьшается, а содержание гумуса возрастает, появляются новые водные свойства почв и соответственно изменяется гидротермический режим. Черноземные почвы обладают свойствами сохранять наиболее оптимальные условия водообеспеченности (благодаря структурности и проч.). Хорошая водопроницаемость при высокой влагоемкости обеспечивает подвижность почвенной влаги по всему горизонту и ее равномерное испарение. В этой связи над черноземными почвами быстрее нагревается и увлажняется воздух и чаще появляется неустойчивое состояние в приземной атмосфере.

Почвы легкого механического состава — южные черноземы, каштановые, супесчаные и особенно песчаные — отличаются наименьшей влагоемкостью. Атмосферная влага легко проникает в почву и свободно расходуется на испарение. Над легкими почвами при одинаковых теплоэнергетических ресурсах всегда больше дефицит в увлажнении, чем над почвами с более тяжелым механическим составом. Эти свойства отражаются на характере растительного покрова и на ландшафте в целом. Физико-географический комплекс на интрозональном массиве легких почв заметно обособлен местным климатом от зональных условий.

Таким образом, обобщенно, почвенный покров равнин юго-востока по степени участия в формировании местных климатов разделяется на комплексы: почв с тяжелым механическим составом (подзолы, солонцы), почв средних по механическому составу (обыкновенные черноземы) и легких почв (южные черноземы, каштановые, супесчаные и песчаные).

Смена почвенно-растительных комплексов на отдельных участках ландшафтных зон вызывается многими причинами, но основными при этом являются особенности литологического состава материнских пород, морфология местности и гидротермический режим в приземной атмосфере и на поверхности. Первые две причины предопределяют условия для соленакопления в результате выветривания и сноса растворов и понижения в процессе стока. Современную солонцеватость почв в лесостепи Западной Сибири исследователи объясняют сильным засолением данной зоны натриевыми солями в предшествующую ксеротермическую фазу климата (К. П. Горшенин, К. К. Гедройц). Но при этом остается неясен механизм последующего изменения химического состава почв,

приведший к дальнейшему развитию современного комплекса засоленных почв. Мы считаем, что это функция современного климата.

Известно, что обычное участие климата в почвообразовании в определенную климатическую эпоху заключается в сохранении в течение длительного периода оптимальных условий для перемещения веществ и дифференцирования почвы на горизонты. При этом в поглощенном комплексе устойчиво сохраняется обычное содержание поглощенных ионов. В результате создается зональность почвенного покрова.

Разновидности осолонцованных почв, распространенные в лесостепи, не являются зональными почвами, и их образование в данной географической зоне не связано с оптимальным среднегодовым соотношением между тепло- и влагообеспеченностью. В этом отношении процесс осолонцевания представляет азональное явление, но наиболее типичное для лесостепи и степи. Причины исторически сохраняющейся тенденции к солонцеватости почв заключаются в неустойчивости сезонного гидротермического режима в данной географической зоне, выражающейся в постоянном периодическом изменении величины соотношений между увлажнением и теплообеспеченностью. При этом характерно, что периоды отклонения гидротермических условий от оптимальных изменяются в широких пределах: от нескольких дней до сезона.

Степень проявления процесса осолонцевания зависит от количественного содержания поглощенного натрия в почве. Накопление солей натрия происходит при низком коэффициенте увлажнения в связи с движением растворов вверх, а уменьшение — при высоком коэффициенте и сбратных процессах. Глубина химической трансформации солевого состава определяется биологической трансформацией растительного покрова. Развитие луговой растительности во влажные годы сопровождается поглощением в глубоких горизонтах соединений кальция, обогащением ими верхних горизонтов и вытеснение натрия из поглощающего комплекса почв. В засушливые годы растительный покров в лесостепи скудный — луговые формации заменяются солонцеватой степью и активность биологической трансформации снижается. Периодическая смена периодов переувлажнения и пересыхания как бы усиливает — «омолаживает» солонцеватость почв (Селяков, 1957).

Степень солонцеватости отражает степень неустойчивости гидротермического режима. Химический состав и водные свойства почв являются показателем пространственного размещения неустойчивости. Указанные взаимосвязи проверяются сопоставлением показателей устойчивости метеорологического режима и районированием почв по солонцеватости. Оказалось, что районы с большим осолонцеванием почв характеризуются большим отклонением гидротермического режима (рис. 8). Изолиниями разной степени устойчивости метеорологического режима зона климата лесостепи расчленяется на ряд участков, отличающихся и степенью устойчивости климата и степенью солонцеватости почв.

Аналогичные явления свойственны и степной зоне Западной Сибири. Однако здесь другое соотношение между увлажнением и теплоэнергетическими ресурсами — коэффициент увлажнения укажем ниже. Кроме того, в сравнении с лесостепью в степи значительно меньше мера неустойчивости гидротермического режима и соответственно здесь менее благоприятные условия для «омолаживания» солонцов. Поэтому осолонцевание почв выражено более поверхностными процессами и не имеет сплошного распространения. В степи подстилающая поверхность солонцового типа участвует в формировании метеорологического режи-

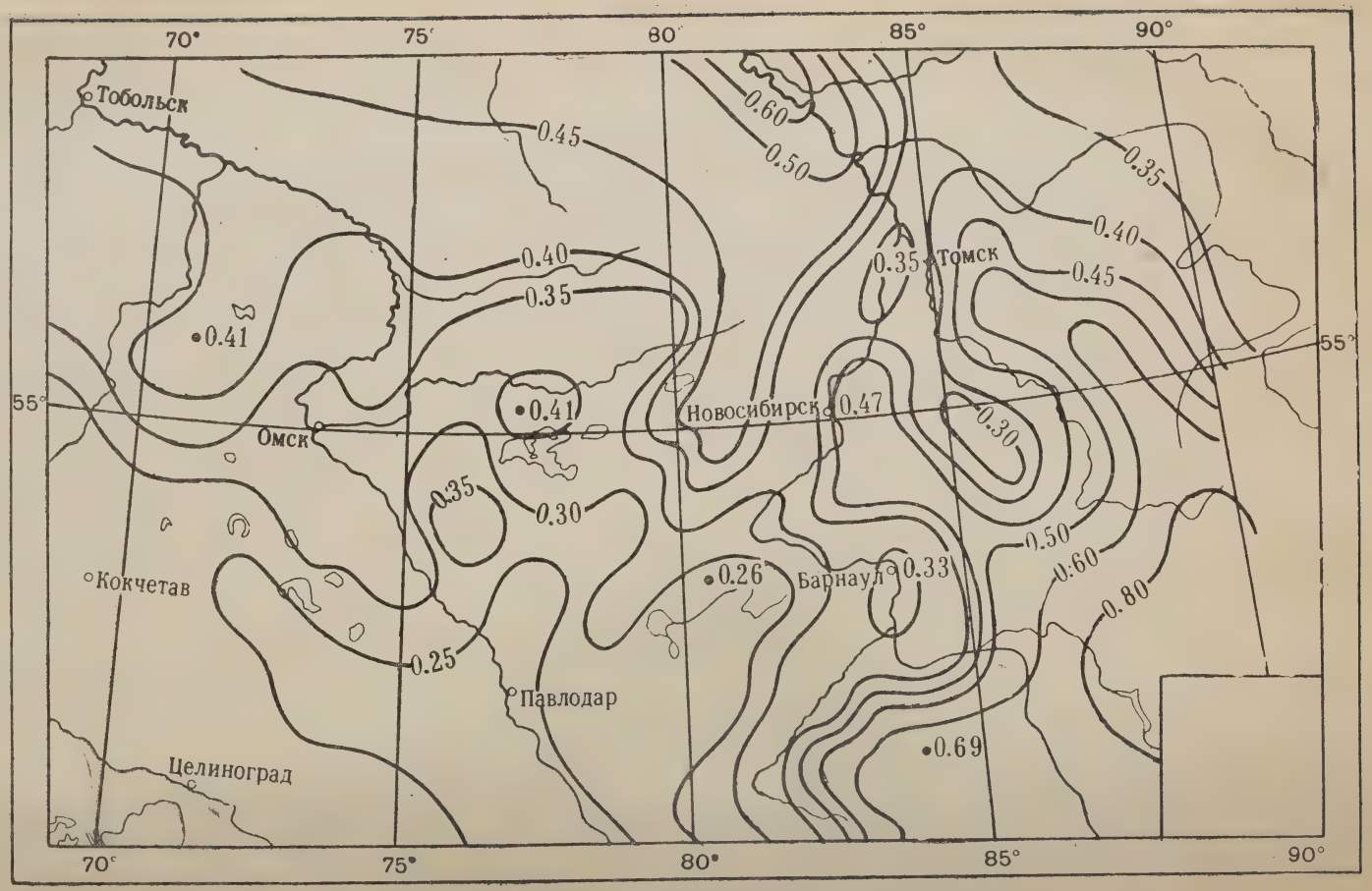


Рис. 8. Абсолютные отклонения гидротермического коэффициента.

ма уже в иной форме, нежели в лесостепи. При этом основную роль в формировании метеорологических условий в приземном слое выполняет различие в альбедо почвенного покрова: светлые, быстронагревающиеся почвы солонцовой степи способствуют увеличению суточной амплитуды температуры и влажности воздуха.

После В. В. Докучаева выполнено много исследований, вскрывающих закономерные связи почвенного покрова с зональными условиями тепло- и влагообеспеченности. Причинные связи пространственного размещения почв особенно подробно рассмотрел В. Р. Волобуев (1959 и др.), разработавший гидротермическую систему классификации почв. И. П. Герасимовым (1960) дано новое обоснование размещения типов почв в связи с воднотепловым балансом подстилающей поверхности.

В других работах (А. Н. Костяков, А. А. Скворцов, Д. И. Абрамович и др.) найдены количественные связи между типами почв и условиями увлажнения. В частности, С. С. Савинова (1963) в этих целях вновь применила отношение испарения к испаряемости.

В работе по климатическому районированию нами использованы обратные связи, выражающиеся во влиянии различных типов деятельного слоя (почвенно-растительного покрова в первую очередь) на формирование достаточно определенных типов гидротермического режима (или местных климатов). Причем, установив некоторые количественные параметры гидротермического режима, свойственные типам деятельного слоя, мы получили возможность более дробного климатического районирования, используя материалы маршрутного картирования ландшафтов, планы землепользования, геоботаническое районирование и другое специальное картирование элементов ландшафта.

При анализе роли сезонных особенностей подстилающей поверхности в образовании природно-климатических рубежей мы исходили из предположения, что на равнине основные зональные рубежи разных таксономических рангов образуются под влиянием гидротермических условий в периоде с положительными температурами, т. е. в теплом сезоне. Однако и в холодном сезоне сохраняются причины, подготавливающие условия для географического размещения зональных ландшафтов, ими являются: рельеф равнины в любых малых и средних формах, условия установления и схода снежного покрова, его мощность, продолжительность залегания и условия накопления воды в снеге и запасы воды в снеге в среднем многолетнем выражении. Известное значение имеет и размещение термического режима в периоде с отрицательной температурой. География ландшафтов отражает также и пространственное размещение характеристик метеорологического режима холодного сезона.

Наиболее глубокие климатообразующие физико-географические процессы происходят на подстилающей поверхности в теплом периоде, когда динамика балансов тепла и влаги сопровождается не менее динамичными процессами в балансах неорганического и органического веществ, формирующих, в конечном итоге, облик зональных и азональных ландшафтов. Размещение гидротермического режима обусловливает географию ландшафтов. Изменение характера подстилающей поверхности в теплом сезоне обычно выражено чередованием зональных или азональных ландшафтов. В этой связи, при определении границ того или иного динамического процесса, или других причин, обусловливающих климатическую обособленность территории, следует постоянно сверяться с пространственным размещением почвенно-растительных комплексов.

3. Циркуляция атмосферы

Циркуляция атмосферы в сочетании с географическим положением и подстилающей поверхностью завершает комплекс условий формирования климата.

Перенос воздушных масс на территорию юго-востока осуществляется в процессе общей циркуляции атмосферы, охватывающей по меньшей мере Северное полушарие. В средних широтах Западной Сибири, где расположена рассматриваемая территория, основные движения воздуха обусловливаются господством западно-восточного переноса, под влиянием которого происходит постоянное перемещение воздуха из Европейской территории Союза на восток. Другими причинами адвекции являются центры действия атмосферы: стационарные области высокого и низкого давления, а также подвижные барические области — антициклоны и циклоны.

В результате взаимодействия факторов планетарного масштаба в Западную Сибирь приходят воздушные массы, различающиеся по происхождению и физическим свойствам. Прежде всего, это воздух Атлантики и Арктики, видоизмененный на пути следования, но все же сохраняющий основные качества. В других случаях приходит типично континентальная воздушная масса, сформировавшаяся над одним из соседних географических районов: над тайгой Западной Сибири, в Восточной Сибири, в Средней Азии или над Центрально-Азиатскими нагорьями. Разнообразие быстро сменяющихся воздушных масс является отличительной чертой в циркуляции атмосферы над юго-востоком Западной Сибири. Поступление новых воздушных масс, их взаимодействие между собой и с подстилающей поверхностью представляют непрерывный процесс, выражающийся в разных типах погоды.

Все частные явления движения воздуха представляют только отдельные формы двух основных циркуляционных климатообразующих процессов: зонального или незонального перемещения воздушных масс. Преобладание одного из процессов определяет характер погоды на том или ином периоде. При зональной циркуляции обеспечивается обширное распространение воздуха с запада и формирование летом сырой и прохладной погоды, зимой — сырой и теплой. Незональная циркуляция характеризуется распространением или арктического воздуха или континентального (с юга или востока) воздуха со свойственными им сухостью и температурными контрастами. При устойчивости одного из типов циркуляции формируется погода определенного типа, значительно отклоняющаяся от нормы.

Вопросы атмосферной циркуляции в Северном полушарии и в Западной Сибири, в частности к данному времени, исследованы со значительной полнотой. Введенные Г. Я. Вангенгеймом (1946), Б. Л. Дзердзеевским (1946), А. Ф. Дюбюк (1947) понятия о типах циркуляционных механизмов и установленные ими закономерности их распространения использованы во многих последующих работах. Одним из последних больших исследований, посвященных этой же проблеме, является «Атлас барических характеристик циклонов и антициклонов», выполненный Н. А. Булинской. Автор использовал многолетний период, весьма подробно рассмотрел вероятность многих вариантов барических образований в Северном полушарии.

В других работах, относящихся непосредственно к Западной Сибири, показаны условия формирования характерных типов сезонной погоды (Дзердзеевский, 1955; Иванов, 1957; Орлова, 1938, 1957 и др.; Байбакова и Дзердзеевский, 1958 и др. авторы).

Ряд работ посвящен исследованию закономерных связей между циркуляцией атмосферы и метеорологическим режимом в Западной Сибири (Погосян, 1957; Коженкова, 1957 и др.; Попова, 1957, 1962; Рутковская, 1957 и др.).

Процессы атмосферной циркуляции мы рассматривали как важнейшие причины формирования зональности и азональности в природе Западной Сибири. В целях выявления указанных связей в результате соответствующих подсчетов и осреднения установлена вероятность широтно-зонального распространения однотипных погод. В качестве показателей циркуляционных процессов, кроме обычных элементов метеорологического режима, использовались данные о повторяемости воздушных масс разного происхождения, повторяемость центров циклонов и антициклонов на разных широтах и меридианах, в результате определены пути перемещения барических полей, сезонное положение фронтальных разделов и другие вопросы. Часть материалов помещена в табл. 6—9 и использована для иллюстраций.

Поскольку перенос воздушных масс обычно осуществляется с антициклонами и циклонами, представляет интерес вероятность их появления на разных широтах и направлениях. В этих целях произведен подсчет количества центров циклонов и их траекторий по трапециям карты в периоде 1944—1953 гг. Данные приведены в таблицах 8—9 и положены на карту (рис. 9), где в каждой трапеции показано количество траекторий центров циклонов, прошедших по данной территории за 10 лет. Номера трапеций, приведенные в табл. 8—9, отсчитываются на схеме снизу вверх и слева направо.

Циркуляционные процессы в атмосфере приняты нами за один из ведущих признаков климатического районирования, полагая, что в процессах адвекции и трансформации воздуха заключаются основные причины как широтно-зональной, так и долготно-зональной дифференциации метеорологического режима.

В объеме статьи возможно только кратко изложить некоторые основные формы влияния процессов циркуляции атмосферы на климатообразование.

1. Над равнинами Западной Сибири наблюдается зональная и незональная циркуляция атмосферы. Под воздействием широтно-зонального комплекса процессов адвекции и трансформации воздуха формируется 5 типов погоды и метеорологического режима, распространенных широкими полосами от Урала до Енисея на пространстве от Карского моря до пустынь Средней Азии (Сляднев, 1964). Зональностью адвективных процессов во взаимодействии с зональным распределением сумм солнечного тепла и определяется в Западной Сибири географическая зональность природы в целом.

Процессы незональной циркуляции столь же обычны и более того, за исследуемый 10-летний период наблюдалось преобладание последней. В среднем за год на незональные процессы приходится 60% случаев. Особенно возрастает незональная циркуляция в переходные сезоны, в частности, начало и конец холодного периода характеризуется увеличением меридиональных перемещений воздуха: 73% в ноябре и 77% в марте. По этим признакам территория юго-востока обособляется от Приуральской долготной полосы (см. рис. 1), где вероятность меридиональной циркуляции вообще меньше, и от Приенисейской полосы, где меридиональная циркуляция зимой наблюдается чаще, но летом реже, чем над юго-востоком (см. табл. 1). Незональные процессы циркуляции являются причиной дифференциации Западно-Сибирской равнины на три долготных полосы.

2. В табл. 6 приведены результаты ежедневного подсчета воздушных масс, различных по их физическим характеристикам. В среднем над юго-востоком Западной Сибири преобладает воздух умеренных широт, трансформировавшийся из прежнего арктического, атлантического и внутриконтинентального, поступившего в процессах адвекции. Свежий арктический воздух также присутствует почти всегда, но особенно часто с октября по март. Периодически поступает с юга воздух субтропического происхождения, сформировавшийся над Средней Азией и Каспием.

3. На юго-востоке Западно-Сибирской равнины, расположенной между возвышенностями Казахского низкогорья и Саяно-Алтайской

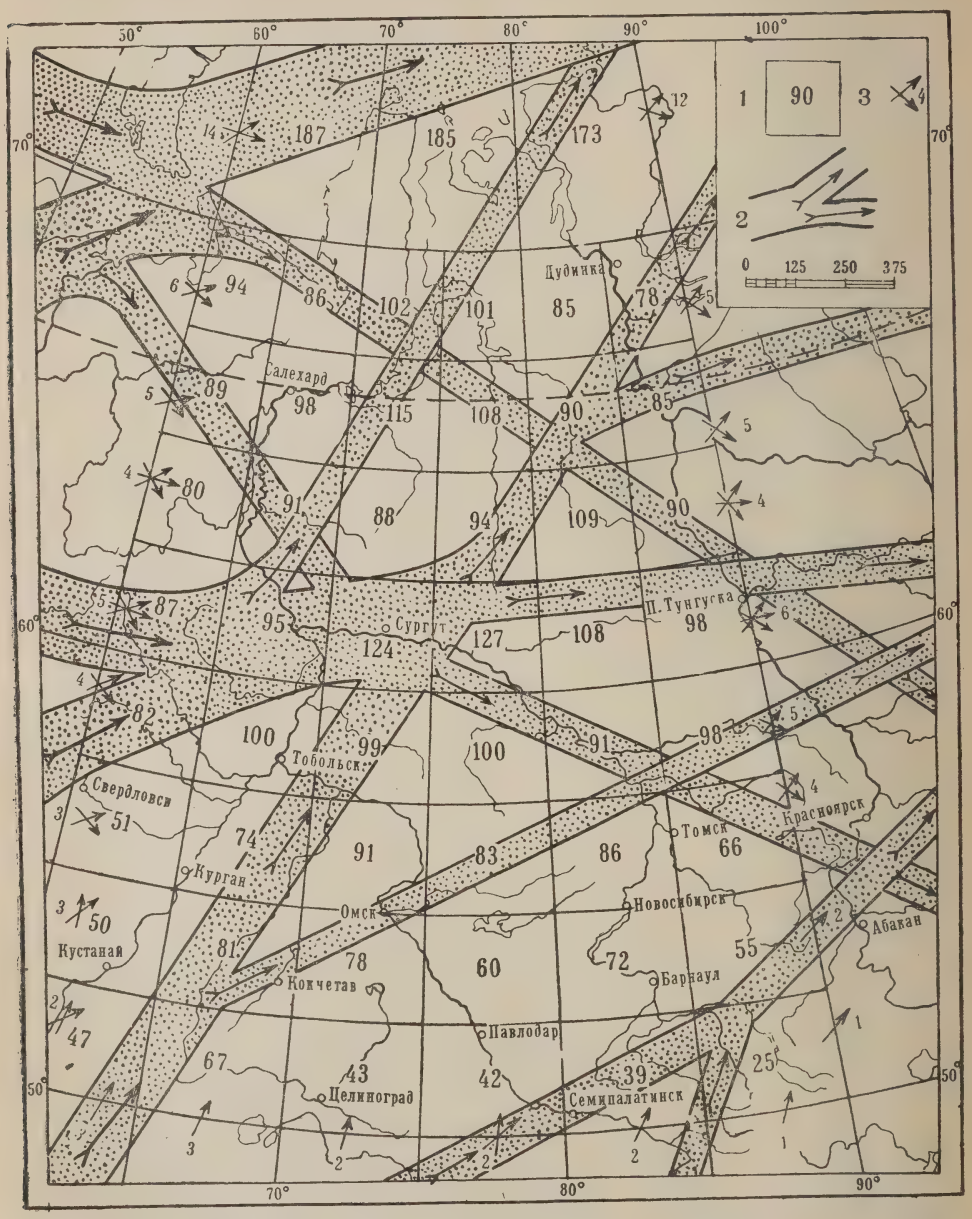


Рис. 9. Пути циклонов над Западной Сибирью. Районы их проникновения и выхода.

горной страной, зональное размещение типов погоды и метеорологического режима повсеместно нарушается. Здесь основной причиной обособления местных климатов являются волновые возмущения в слоях атмосферы, возникающие при адвекции воздуха над пересеченной местностью. В процессах опускания воздуха в котловины и поднятия по склонам, обосабливаются местные климаты наветренных или подветренных склонов, климаты в динамическом центре котловины и т. д.

4. Территория юго-востока Западно-Сибирской низменности расположена севернее «нормальных» путей антициклонов, смещающихся или с северо-запада (полярных), или с запада (субтропических). Средние многолетние значения атмосферного давления показывают наличие повышенного давления и летом и зимой на широте около 51°, как результат наибольшей вероятности «нормальных» путей антициклонов на данных широтах. Причем в холодное время года часто в этих широтах находится также отрог азиатского антициклона. В холодное время года территория часто находится в западной половине барической области — азиатского антициклона. Антициклональная погода с декабря по июнь повторяется от 20 до 47% от всех погод.

5. Совершенно отчетливо выражена основная тенденция движения циклонов над Западной Сибирью с юго-запада на северо-восток (см. рис. 9). При этом выявляются и некоторые пути с наибольшей повторяемостью:

северо-сибирское направление — вдоль побережья, через Карское море на Таймыр;

центрально-сибирское направление — по диагонали прямоугольника Западной Сибири с ЮЗ на СВ;

байкальское направление — через Карские ворота и Полярный Урал с южной составляющей по направлению к Байкалу.

Входят циклоны в Западную Сибирь с четырех основных направлений: с запада-юго-запада через Южный Урал; с юга-юго-запада вдоль Тургайской ложбины; с запада, переваливая через Урал около 60°, где на границе Северного и Южного Урала между вершинами Денежкин Камень (1496 м) и Конжаковский камень (1571 м) находится узел регенерации циклонов, что подтверждается наибольшим здесь количеством осадков в Кизиле; с северо-запада через Полярный Урал и Карские ворота. Циклоны полярно-фронтовые иранские и среднеазиатские обычно входят в Западную Сибирь с юга, юго-запада.

В центре Западной Сибири около 60 параллели между 65 и 80 меридианами пересекаются пути циклонов, вошедших в Западную Сибирь с различных направлений. Здесь же в теплом периоде обнаруживается зона циклогенеза и регенерации, зона застаивания центров циклонов, т. е. возникают явления, характеризующие фронтальную зону (см. рис. 9). Так как «нормальные» пути циклонов проходят северо-западнее, то территория юго-востока Западной Сибири часто находится в южной половине циклональных барических областей.

В отдельные годы в теплом периоде центр Западной Сибири подолгу занят антициклональными барическими полями. В этих случаях пути циклонов и зона циклогенеза смещаются к северу на побережье Карского моря (см. рис. 11 к статье о засухе в данном сборнике).

6. Большое влияние на климат оказывает концентрация путей циклонов вдоль диагонали прямоугольника Западно-Сибирской низменности с юго-западного угла в северо-восточный угол. В этой связи возникают следующие черты климата.

а) По мере удаления от главных путей циклонов на юго-восток возрастает континентальность климата. Вычисленная по формуле Цен-

кера мера континентальности климата выражается в следующих величинах:

Омск	59% (широта 54°53′)
Барнаул	63% (широта 53°20′)
Смоленское	66% (широта 52°18′)
Семипалатинск	70% (широта 50°24′)
Кош-Агач	90% (широта 50°10′)

Однако среднегорный район Северного Алтая выделяется уменьшением континентальности.

Чемал	52% (широта 51°26′)
Беле	38% (широта 51°25′)

б) Количество осадков в принципе уменьшается от 60-й параллели на север и на юг. В предгорных равнинах Алтая под влиянием рельефа и особенностей циркуляции воздуха количество осадков возрастает. В центральной части Западной Сибири между 60 и 62 параллелями, 70 и 80 меридианами можно предположить наибольшее для равнины количество осадков: во-первых, в связи с пересечением путей циклонов над этим районом, во-вторых, в связи с застаиванием циклонов в центре Западной Сибири (см. рис. 9). Синоптическая обстановка, в которой замедляется движение циклонов, следующая: осенью часто наблюдается одновременно высокое давление над Средне-Сибирским плоскогорьем и Русской равниной, а над Западной Сибирью — область депрессии. В такой обстановке над Западно-Сибирской низменностью создаются внутренние воздушные потоки, а именно: один из них вдоль Урала на юг, так как Урал, являясь границей антициклона, в то же время образует высотную перегородку для воздуха, затекающего с севера по восточной периферии антициклона и западной периферии циклона, другой поток воздуха распространяется вдоль Алтая на север по южной и юго-восточной периферии циклона.

Циклон, лишенный возможности продвигаться на восток, должен бы, как следовало ожидать, заполниться в связи с постепенной потерей контраста в температурах воздуха, а фронты его должны размыться. В действительности же наблюдается, что циклон продолжает существовать и активность его поддерживается разницей в температуре противоположных воздушных потоков: с севера и юга (в западной и восточной периферии циклона). Воздух, затекающий с севера, по западным районам низменности все время оказывается холоднее воздуха, поступающего с юга и юго-запада, в восточные районы, что и приводит к образованию окклюзий типа холодного фронта, иногда называемого вторичными фронтами (рис. 10).

В условиях обширной Западно-Сибирской котловины эта своеобразная «круговая» циркуляция, проявляющаяся в отдельные периоды года, имеет определенное климатическое выражение, например, в разнице температур в переходные сезоны года в западной и восточной частях низменности. В погоде такой синоптический процесс выражается в установлении продолжительного ненастья с значительными осадками, что особенно характерно для сентября — октября, а в иные годы и для августа. На сборных картах летнего и осеннего сезонов хорошо выделяется зона застаивания циклонов вдоль 60-й параллели до 80-го меридиана. Эта же зона является районом регенерации циклонов, подходящих с юго-запада, в связи с чем предположено протянуть восточноевропейский полярный фронт в Западную Сибирь (Алисов, 1947). Поскольку циклон застаивается в центре Западно-Сибирской низменности, фронты окклюзий, двигаясь с северо-запада на юго-восток, как бы продвигают полосу

осадков от Ханты-Мансийска к Томску, в этой связи вдоль Оби по Васюганью и в междуречье Оби и Иртыша наблюдается повышенное количество осадков. Вероятность аналогичных, описанных выше синоптических условий, составляет в среднем 51 день за год (1946—1955 гг.) и распределяется в году следующим образом в днях:

январь	2,5	июль	6,5
февраль	1,4	август	8,4
март	2,0	сентябрь	6,0
апрель	3,0	октябрь	4,5
май	4,6	ноябрь	3,5
июнь	5,5	декабрь	3,0

7. Направление главных путей циклонов с юго-запада на северо-восток через центр Западной Сибири оказывает влияние на устойчивость погоды, на ветровой режим и другие стороны климата юго-востока.

В связи с тем, что рассматриваемая территория, располагаясь на юго-восток от главных путей циклонов, чаще всего оказывается в юго-восточном и южном секторах циклонов, здесь увеличивается повторяемость юго-западных и южных ветров. По этим же причинам осадки выпадают преимущественно при юго-западных и западных ветрах.

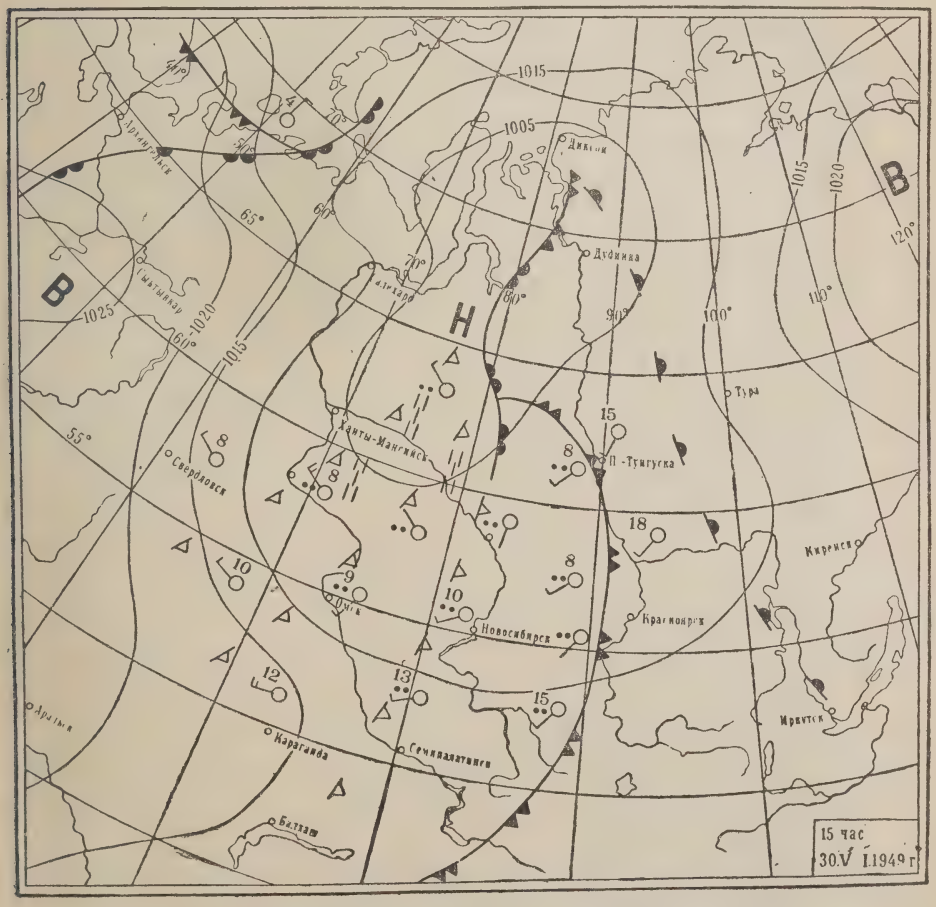


Рис. 10. Синоптическое положение с вторичными фронтами.

Значительная неустойчивость погоды, особенно в переходные сезоны, быстрые изменения в температуре, влажности, облачности, непосредственно связаны с прохождением циклонов севернее территории юго-востока Западно-Сибирской низменности.

При прохождении циклонов по их главному направлению фронты подходят к юго-востоку, преимущественно с юго-западными ветрами, но в горах они вызывают и южные, юго-восточные и даже восточные ветры типа фенов, с характерным для них повышением температуры и понижением относительной влажности.

8. В ноябре наблюдается наибольшая вероятность путей циклонов байкальского направления: с северо-запада на юго-восток. В данном случае ядра циклонов проходят южнее и ближе к юго-востоку Западной Сибири, в связи с чем фронтальные явления проходят резче: больше контрасты в погоде, сильнее ветры и больше амплитуды изменения атмосферного давления и т. д. Неустойчивость в атмосфере обнаруживается на увеличении межсуточной изменчивости атмосферного давления, на увеличении скорости и повторяемости юго-западных ветров и т. д. В целом в зимние месяцы фронтальная активность возрастает в восточной, приенисейской части Западной Сибири (полоса В на рис. 1), и в этой связи высота снежного покрова здесь больше, чем где-либо на равнинах Западной Сибири (Попова и Рутковская, 1960).

9. В период развития малоподвижных антициклонов Центральной Азии и Северо-Восточной Сибири территория юго-востока Западной Сибири обычно располагается в западной периферии антициклональных полей и в этой связи в холодном сезоне климатически обособляется от остальной Западной Сибири.

а) Малооблачной, малоснежной холодной погодой.

б) Большей повторяемостью переноса воздуха с северной составляющей, в процессе чего происходит вынос или холодного континентального воздуха востока, или теплого среднеазиатского воздуха. Соответственно происходит обособление по типам погоды, например, при переносе теплого континентального воздуха с юго-западными или южными ветрами над равнинами юго-востока возникает воздушный поток, под давлением которого задерживается распространение холодного воздуха с севера. Фронтальный раздел воздушных масс в таком случае приобретает направление с юго-запада на северо-восток по линии Караганда — Томск, и при этом некоторое время юго-восток Западной Сибири оказывается в более теплой воздушной массе, чем западные районы. Эти явления усиливаются потоками феновых ветров из долин Алтая, также направленных к северу.

Повторяемость существования теплой буферной прослойки воздуха настолько значительна, что по средним многолетним значениям температуры воздуха обнаруживается утепленная предгорная полоса от Западного Алтая до Салаира. При аналогичных выносах теплого воздуха на территории всего юго-востока теплее, чем на юго-западе Западной Сибири, что аномально.

в) При переносе холодного континентального воздуха Центральной Азии по западной и южной периферии антициклона территория юго-востока заливается холодной воздушной массой. В таком случае наблюдается широтная инверсия, т. е. в более северных широтах теплее, чем на юге, а начало зимы в таких случаях приходит с юго-восточным вторжением холодного воздуха.

г) При всех процессах циркуляции с северной составляющей по долинам Алтая, направленным меридионально, возникает движение воздуха, сопровождающееся феновыми явлениями, и теплый воздух заполня-

ет устья долин. В этих случаях температура воздуха в предгорной и среднегорной зонах значительно выше, чем на окрестных равнинах.

д) В связи с малым содержанием влаги в воздухе, поступающем с востока и юга, на равнинах юго-востока в первой половине зимы не образуется значительного снежного покрова.

е) При распространении теплой воздушной массы в антициклональном поле (по западной периферии) над юго-востоком устанавливается особый тип зимней погоды: теплой, малооблачной, со слабыми ветрами.

ж) вхождения холодного континентального воздуха с востока в системе антициклональной циркуляции наблюдаются преимущественно с ноября по март (табл. 6). Эти явления существенно дополняют условия формирования холодной зимы на юго-востоке Западно-Сибирской низменности (Сляднев, 1958).

10. Перемещение полярных антициклонов по Западной Сибири происходит с южной составляющей в направлении к юго-востоку. И только при ультраполярных вторжениях, наоборот, к юго-западу. В теплом периоде полярные антициклоны смещаются преимущественно по «нормальным» путям (Датская, Нордкапская и Канинская оси по классификации А. Ф. Дюбюка, 1947) и в редких случаях восточнее меридиана Урала. При этом центры антициклонов обычно пересекают Западную Сибирь и Северный Казахстан с северо-запада на юго-восток и около 50—51 параллелей уходят за пределы Советского Союза (рис. 9 и 10 в статье о засухе в данном сборнике).

При перемещении полярных антициклонов с южной составляющей Западная Сибирь оказывается подолгу разделенной системой ветров на западную и восточную части. Юго-восток при этом, в отличие от юго-запада, чаще находится в зоне распространения воздушных масс с севера и северо-запада. Благодаря этому здесь весной задерживаются весенние процессы, сохраняются пониженные температуры, а в связи с нарушением зональной циркуляции проявляется засушливость в мае и июне.

При опускании антициклонов по оси Карское море — юг Сибири наблюдается неестественное понижение температуры. С такими случаями связаны поздние весенние заморозки (до 10—15 июня), а в конце августа вхождение полярного антициклона по аналогичной оси приводит к раннему похолоданию и обозначает конец летнего сезона.

В конце лета при застаивании антициклонов в северных районах Европейской территории Союза, над Западной Сибирью возникает циркуляция, свойственная восточной периферии антициклона. Перенос морского полярного или арктического воздуха с Баренцова моря обусловливает установление холодной и дождливой погоды. При застаивании центров антициклонов в средних широтах Западной Сибири возникает устойчивая круговая циркуляция, в процессе которой западные районы оказываются чаще в сфере выноса с юга более теплого и чаще сухого воздуха, а в восточные районы при этом распространяется холодный и сырой воздух Арктики. В таких условиях закладываются основы отличия климата юго-востока от климата юго-запада Западной Сибири.

В холодном периоде с полярными антициклонами в южные широты распространяется арктический воздух, приносящий похолодание и на юго-восток Западной Сибири Морозная ветреная погода характеризует период прохождения антициклонов. Наибольшее влияние на погоду зимы юго-востока оказывают полярные антициклоны, опускающиеся по ультраполярной оси (с северо-востока), являющиеся причиной длительных похолоданий. Под их влиянием складывается рисунок размещения изотерм января и изотерм абсолютных минимальных температур, имею-

щих на низменности направление с северо-запада на юго-восток. В связи с наибольшей повторяемостью ультраполярных антициклонов средняя температура марта ниже средней температуры ноября. По той же причине в третьей декаде декабря значительная вероятность наступления минимальной температуры зимы.

11. Субтропические антициклоны перемещаются к востоку в обычных случаях по широте 50—51° и, пересекая Северный Казахстан, уходят в Монголию. И только в аномальные годы антициклональные поля поднимаются севернее и подолгу задерживаются над Западной Сибирью (см. статью о засухе в данном сборнике). Следовательно, на южной окраине описываемого района широтно расположены «нормальные» пути полярных и субтропических антициклонов, благодаря чему здесь часто выражена полоса повышенного атмосферного давления.

Таблица 6

Повторяемость зональной и незональной циркуляции атмосферы (%)

Тип циркуляции	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Зональная циркуляция	42	37	23	34	45	49	42	43	37	43	37	45	40
Незональная циркуляция	58	64	77	66	55	51	58	57	63	57	73	55	60

Повторяемость воздушных масс различного происхождения (%)

Типы воздушных масс	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Воздух умеренных широт	70	70	71	83	79	88	86	93	85	72	65	58	76
В т. ч. континентальн. воздух Центральной и Северо-Восточной Азии	13	6	2	—	—	—	—	—	—	1	19	12	
Арктический воздух	30	30	25	10	17	6	2	4	13	27	34	40	20
Воздух субтропических широт	—	—	4	7	4	6	12	3	2	1	1	2	4

Таблица 7

Количество полярных антициклонов, прошедших через Западную Сибирь за 10 лет (1944—1953 гг.)

Район формирования	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Северо-запад и север (нормальные оси)	18	24	26	30	36	30	18	31	22	17	17	12	281
Северо-восток (ультраполярные оси)	3	3	6	2	—	—	—	—	—	—	1	7	22

В этой связи под юго-востоком, расположенным севернее путей центров антициклонов, значительна вероятность ветров южной половины горизонта и особенно юго-западных. Одна из особенных черт климата юго-востока — сильные ветры — обусловлена большой вероятностью сближения здесь теплого воздуха субтропических широт и холодного воздуха Арктики. Об этом свидетельствуют большие горизонтальные градиенты температуры, особенно вдоль 80 меридиана, и наибольшее для Западной Сибири сближение здесь ландшафтов полупустыни и тайги.

Таблица 8

Данные для выводов о вероятности путей циклонов по различным направлениям над Западной Сибирью (количество центров циклонов и их траекторий по трапециям карты за 10 лет)

Участки широты	Номер трапеций	Зафиксировано центров циклонов в 15 часов ежедневно	Зафиксировано траекторий центров циклонов, пересекших трапецию
50—52,5°	1	15	47
	2	34	67
	3	17	43
	4	13	42
	5	25	39
	6	27	25
Итого		131	263
52,5—55°	7	20	50
	8	27	81
	9	25	78
	10	23	60
	11	39	72
	12	36	55
Итого		170	396
55—57,5°	13	37	51
	14	39	74
	15	46	91
	16	46	83
	17	52	86
	18	39	66
Итого		259	451
57,5—60°	19	33	82
	20	45	100
	21	42	99
	22	45	100
	23	51	91
	24	34	98
Итого		250	570
60—62,5°	25	17	87
	26	67	95
	27	69	124
	28	77	127
	29	27	108
	30	3	98
Итого		295	639
62,5—65°	31	30	80
	32	39	91
	33	27	88
	34	23	94
	35	34	109
	36	41	90
Итого		194	552

Продолжение табл. 8

Участки широты	Номер трапеций	Зафиксировано центров циклонов в 15 часов ежедневно	Зафиксировано траекторий центров циклонов, пересекших трапецию
65—67,5°	37	30	89
	38	38	98
	39	69	115
	40	45	108
	41	17	90
	42	47	85
Итого		246	585
67,5—70°	43	34	94
	44	14	86
	45	27	102
	46	44	101
	47	29	85
	48	24	78
Итого		172	546
70—75°	49	146	187
	50	140	185
	51	119	173
Итого		405	545
75—77°	52	48	48
	53	23	41
	54	12	37
Итого		83	126

Примечание. Трапеции 49, 50 и 51 по площади превосходят остальные.

Таблица 9

Данные для выводов о вероятности путей проникновения циклонов в Западную Сибирь (подсчет количества циклонов, вошедших в Западную Сибирь за 10 лет: западной границей принят 60 меридиан, восточной границей — 90 меридиан, южной границей — 50 параллель)

Участки широты, град.	Вошло циклонов с запада		Вышло циклонов на восток	
	номер трапеций	число циклонов, пересекших 60 меридиан	номер трапеций	число циклонов, пересекших 90 меридиан
50 — 52,5	1	24	6	5
52,5 — 55	7	25	12	20
55 — 57,5	13	27	18	38
57,5 — 60	19	36	24	54
60 — 62,5	25	46	30	60
62,5 — 65	31	38	36	39
65 — 67,5	37	47	42	50
67,5 — 70	43	64	48	50
70 — 75	49	101	51	90
75 — 77	52	35	54	26
Итого		443		432

Вошло циклонов с юга — пересекло 50 параллель

Участки долготы	Номер трапеций	Количество вошедших циклонов
Между 60—65 меридианом	1	24
» 65—70 »	2	31
» 70—75 »	3	16
» 75—80 »	4	23
» 80—85 »	5	15
» 85—90 »	6	4
Итого		113

4. География тепла и атмосферного увлажнения

Количественные характеристики метеорологического режима являются математической основой климатического районирования. Причем из всех частных характеристик тепло и влага имеют наиболее универсальное значение в жизни ландшафта, с ними связаны и основные пространственные географические закономерности (Исаченко, 1953). Учитывая изложенное и ограниченный объем статьи, нами рассматриваются только температура воздуха и атмосферные осадки.

ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА

Зима. Признаки начала зимнего сезона проявляются несколькими явлениями: сменой характера циркуляции атмосферы, переходом среднесуточных температур через — 5°, установлением снежного покрова и ледоставом на крупных реках. Все эти явления происходят одновременно в первой и второй декадах ноября, в частности в южных районах на первую декаду ноября приходится 70% вероятности начала зимы (табл. 10 и 11). Понижение температуры воздуха меняющее термический режим в приземной атмосфере происходит в результате увеличения повторяемости незональной циркуляции атмосферы и распространения воздуха с востока в связи с развитием азиатского максимума (см. табл. 6, 7).

Таблица 10

Средние даты явлений на границе осеннего и зимнего сезонов

	Барнаул
Переход среднесуточной температуры воздуха через —5°	8/XI
Установление снежного покрова	4/XI
Ледостав на Оби	7/XI

Низкие температуры в октябре — ноябре распространяются по южным широтам Западно-Сибирской низменности не одновременно. Восточные районы, охваченные к этому времени влиянием азиатского максимума, охлаждаются быстрее, чем западные, находящиеся еще в сфере воздействия западной циркуляции. В результате возникает осенний характер распределения температуры: понижение наблюдается не только к северу, но и к востоку. При этом в южных широтах Западной Сибири обособляются по температурному режиму: запад — Тоболо-Ишимская провинция, центр — Обь-Иртышская провинция и восток — Причулымье. Также выделяются теплые долины в горных провинциях юго-востока (рис. 11, 12 и др.).

На рисунке изолиний дат перехода средней суточной температуры воздуха через 5 и — 5° выступает ряд климатических границ: зональная на севере между Обь-Иртышской провинцией и соседними Васюганской и Тым-Кетской провинциями ($Б_{III}$ и $В_{III}$ на рис. 1), азональная на

Таблица 11

Повторяемость дат ледостава на Оби у Барнаула в % (1751—1963 гг.)

До 25/X	26—30/X	1—5/XI	6—10/XI	11—15/XI	16—20/XI	21—25/XI	26—30/XI
3	13	17	21	14	17	11	3

востоке по Притомью и предгорьям Салаира, отделяющая Обь-Иртышскую провинцию от горных провинций Салаиро-Алтайской и Алатау-Саянской.

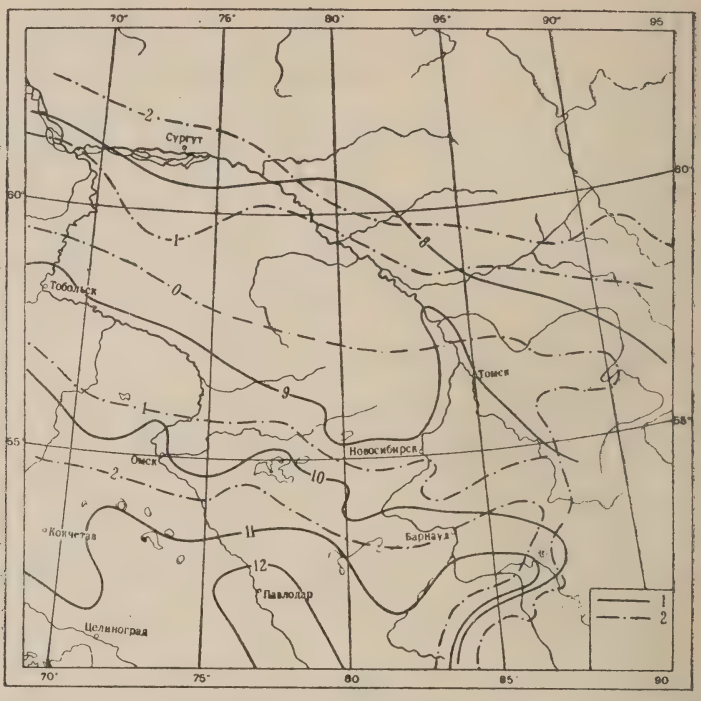


Рис. 11. Температура воздуха. Сентябрь (1), Октябрь (2).

После перехода среднесуточной температуры через —5° осеннее распределение температуры меняется на зимнее. При этом в западных районах по-прежнему теплее, чем в восточных, но характерно, что центром холода на юге Западной Сибири на протяжении всей зимы становится Обь-Иртышская провинция. Здесь в котловинах Барабы и Кулунды средняя месячная температура с ноября по апрель ниже, чем в соседних западных и восточных районах (табл. 12). Юго-восток как центр холода на юге Западной Сибири явственно выступает при характеристике термического режима изохронами, изотермами средней месячной температуры и сумм температур.

На рис. 13 и 14 изотермами средних месячных температур воздуха в январе, феврале и марте последовательно очерчивается область выхолаживания, формирующаяся над котловинами юго-востока. Рисунок изотерм сумм температур ниже —10° обобщенно показывает закономерности в распределении термического режима холодного времени. При этом достаточно явственно обнаруживается термическая обособленность Обь-Иртышской провинции в целом (рис. 15).

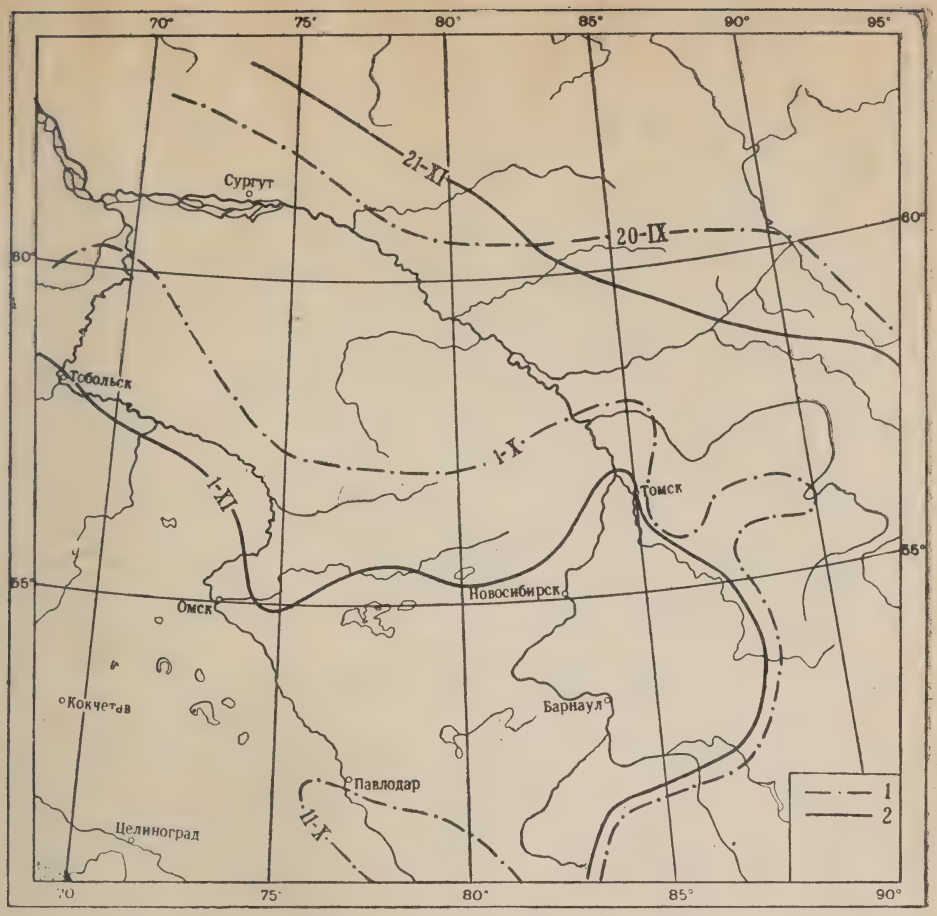


Рис. 12. Даты перехода средней суточной температуры через 5° (1) и —5° (2) в период понижения температуры.

Весна. Главный признак перехода к весне — устойчивое повышение температуры воздуха наблюдается на юго-востоке Западной Сибири с запозданием на 10—15 дней по сравнению с западными районами. Весенние термические процессы проявляются далеко не одновременно на соответствующих широтах, и различие в температурах западных и восточных районов сохраняется весь весенний период. Весна как бы приходит в Сибирь, с запада и, постепенно распространяясь к востоку, в последнюю очередь доходит до котловин юго-востока.

В марте и апреле в Барабе и Кулунде по-прежнему, как и в зимние месяцы, холоднее, чем в западных районах. Более того, в марте центр котловины является центром холода для всей южной части Западно-Сибирской низменности: температура повышается во все стороны, а мартовские изотермы — 12° и — 11° концентрически замыкаются вокруг озера Чаны (см. рис. 14). Среднемесячная температура марта и апреля в котловинах Обь-Иртышской провинции по-прежнему ниже, чем в расположенной восточнее Алатау-Саянской провинции: например, в Барабинске и в Новосибирске в эти месяцы холоднее, чем в Мариинске и Ачинске (см. табл. 12).

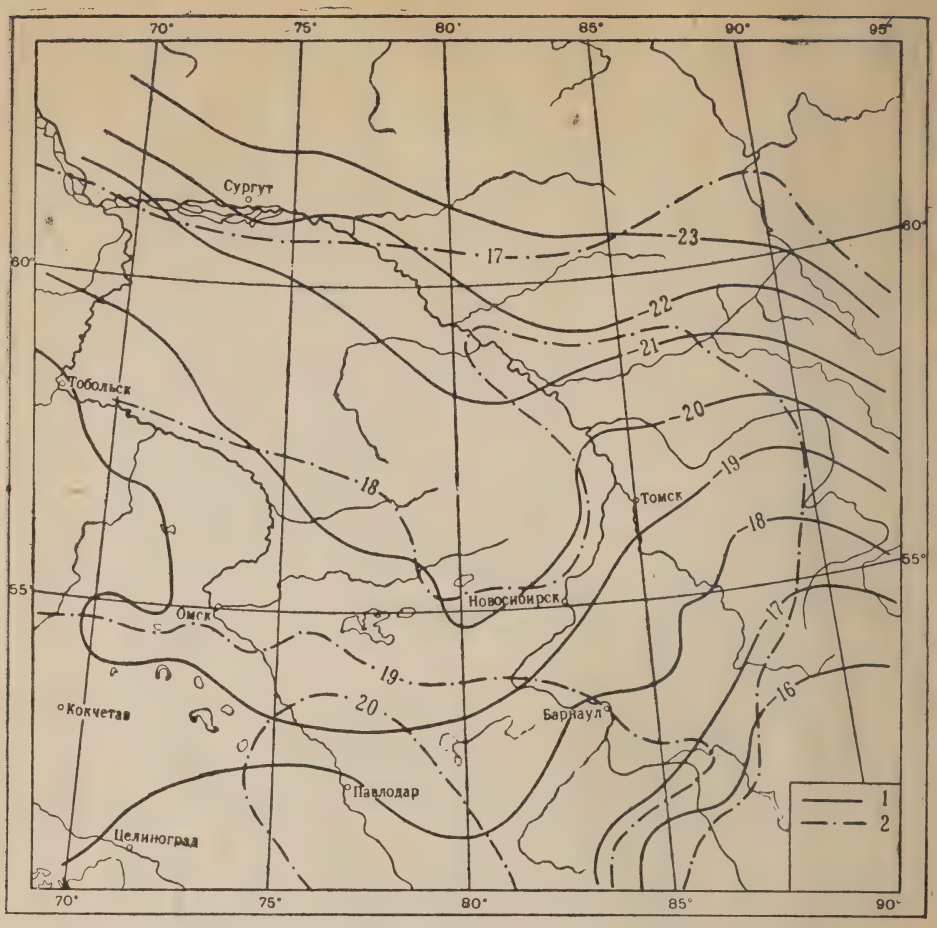


Рис. 13. Температура воздуха. Январь (1). Июль (2).

Таблица 12

Средняя месячная температура воздуха

Месяцы	Челябинск	Петропавловск	Омск	Барабинск	Новосибирск	Кольчугино	Мариинск
Ноябрь	—6,3	—7,9	—8,6	—9,5	—9,5	—8,8	—9,3
Декабрь	—13,2	—16,1	—16,3	—17,0	—17,0	—15,4	—16,1
Январь	—15,7	—19,0	—19,2	—19,7	—19,6	—18,0	—18,1
Февраль	—14,4	—17,3	—18,2	—18,4	—18,0	—16,1	—16,0
Март	—8,0	—11,2	—11,6	—12,1	—11,6	—9,8	—9,5
Апрель	2 5	—1,0	0,4	— 1,3	—0,9	—0,1	0,1
Май	11,8	11,2	10,8	9,8	9,5	9,2	8.6
Июнь	16,9	16,9	16,7	16,1	16,1	16,0	15,6
Июль	18,7	19,1	18,9	18,3	18,8	18,6	18,4
Август	16,4	16,7	16,1	15,9	16,1	15,9	15,4
Сентябрь	10,4	10,6	10,5	9,8	10,0	9,5	9,1
Октябрь	2,2	2,0	1,7	1,0	1,3	1,3	0,6
Средняя годовая температура	1,8	0,5	0,1	— 0,6	— 0,4	0,2	— 0,1

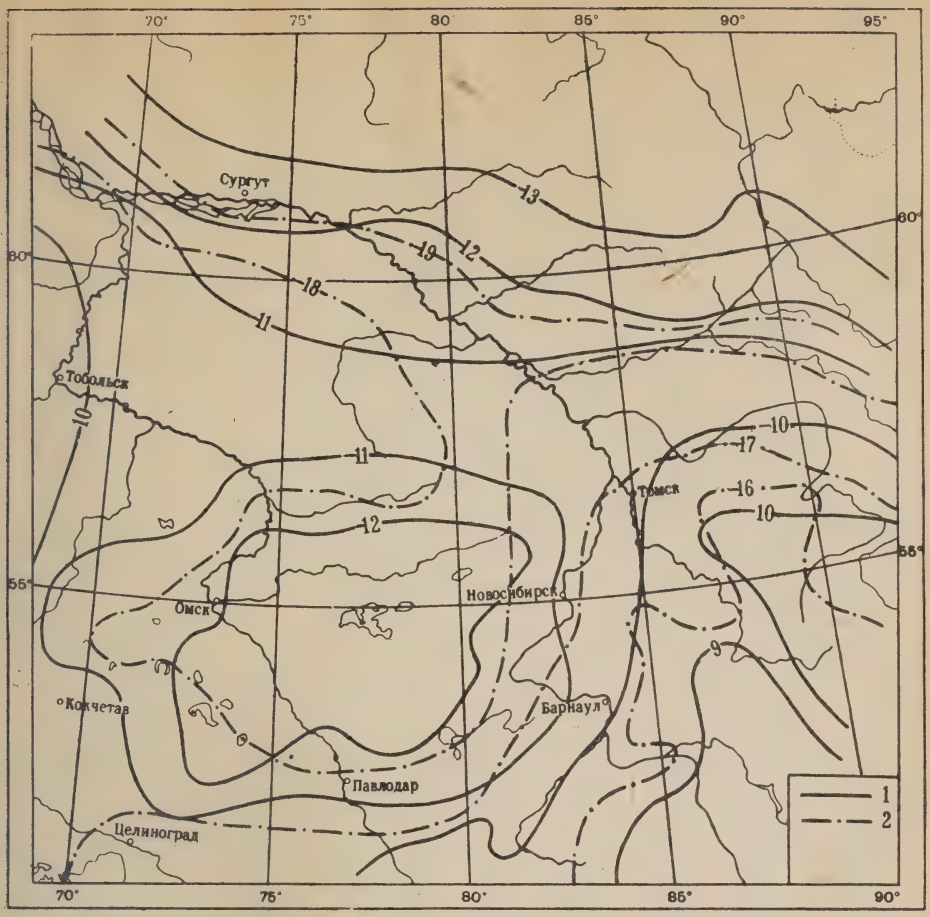


Рис. 14. Температура воздуха. Февраль (1). Март (2).

Повышение температуры воздуха в марте и апреле происходит медленно с частыми возвратами холодов. Изменчивость температуры в эти месяцы достигает максимальных значений. В связи с весенним усилением активности на полярном фронте в Западную Сибирь чаще прорываются циклоны с юга. Потепление сменяется обычно распространением холодного воздуха, опускающегося в южные широты с полярными антициклонами и их гребнями (см. табл. 6, 7).

Только в конце апреля, когда прогревание воздуха становится значительным, среднесуточная температура и радиационный баланс становятся положительными (2°, 5° и 4—3 ккал/см²) — наступает «разгар весны». В Обь-Иртышской провинции наибольшая вероятность наступления «разгара весны» приходится на третью декаду апреля. Например, в Барнауле в 65% случаев в третьей декаде совпадают следующие явления, характеризующие весенние процессы:

Переход среднесуточной температуры воздуха через 5°	24/IV
Сход снежного покрова	21/IV
Последний мороз в почве на глубине 40 см	21/IV
Начало ледохода на Оби	23/IV

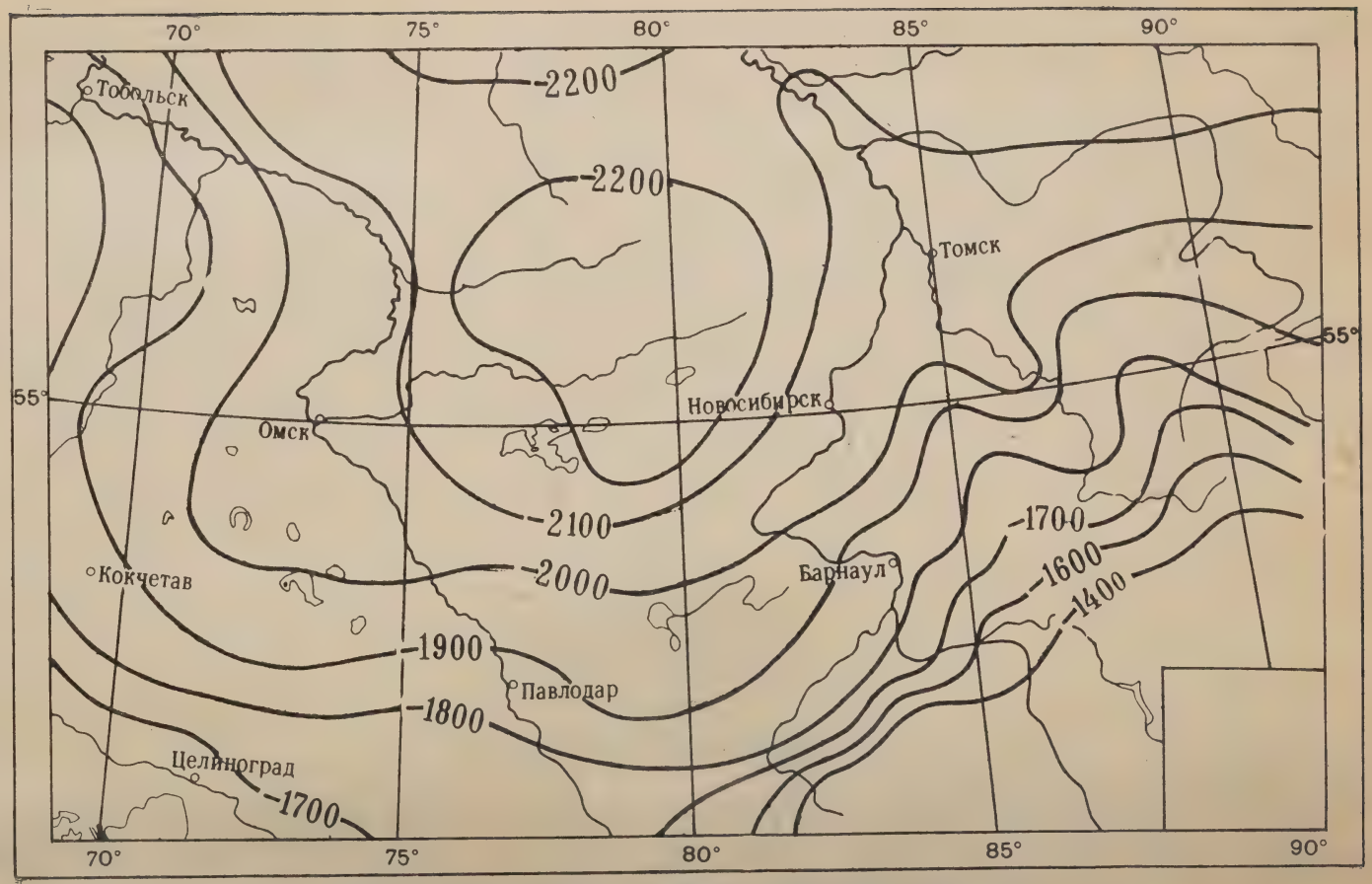


Рис. 15. Сумма температур за период с температурой ниже —10°.

В мае в связи с прогреванием воздуха в котловинах юго-востока зимнее распределение температуры сменяется летним: исчезает центр холода в Обь-Иртышской провинции, температура воздуха более или менее равномерно понижается с запада на восток (см. табл. 12).

Следовательно, весной в термическом режиме всесторонне проявляются климатические границы, разделяющие провинции приуральской, средней и приенисейской меридиональных полос Западной Сибири. Так же как и осенью, пучок изотерм и изохрон, сгущенный в Притомье, показывает границу между Обь-Иртышской и Алатау-Саянской провинциями. Также и в Приишимье изменение термического режима по широте указывает на положение границы с Тоболо-Ишимской провинцией. Другие границы проходят по Приобскому плато, между озером Чаны и Иртышом и т. д. (см. рис. 5, 6, 14, 15, 16).

Лето. По термическим признакам лето продолжается в периоде со среднесуточными температурами воздуха выше 15°. На границе лесостепи и степи этот период начинается 3—5 июня и заканчивается 27—30 августа. В летние месяцы температура воздуха по Западно-Сибирской равнине распределяется наиболее широтно-зонально. Однако при этом по территории юго-востока широтная зональность нарушается. В частности, Барабинско-Кулундинская котловина обособляется от соседних возвышенностей более высокими средними месячными и максимальными температурами. К востоку от Томи суммы летнего тепла заметно уменьшаются.

Следовательно, понижения Обь-Иртышской провинции выделяются в Западной Сибири наибольшими амплитудами температуры. Здесь же наблюдаются наибольшие величины горизонтальных градиентов температуры воздуха. Например, в Кулунде изотермы июля 20° и 18° отстоят друг от друга всего на 180—250 км. К западу и востоку величина горизонтальных градиентов значительно меньше.

Рельеф и другие особенности подстилающей поверхности обусловливают сложный рисунок изолиний продолжительности безморозного периода. Около 130 дней длится безморозный период в Центральной Барабе, в Причанье, 120 дней в изгибе Иртыша севернее Омска, на юге Кулунды, в предгорьях Алтая и т. д. Короче безморозный период в Западной Барабе — в Калачинском районе 110—115 дней. Меньше 100 дней в тайге Васюганского водораздела (рис. 17).

Особенности термического режима в теплом периоде достаточно полно отражаются рисунком изолиний суммы температуры воздуха выше 10°. Изолиниями фиксируется общая зональность радиационных условий; изменением сумм температур от 1600° в Северной Барабе до 2400° в Южной Кулунде, а также и географическая зональность (азональность), обусловливаемая как рельефом, так и местными условиями циркуляции воздуха (рис. 18).

На ходе изотерм выявляются климатические границы: между провинциями в Притомье и внутрипровинциальные границы, отделяющие правобережье и левобережье Оби и Иртыша. К востоку от Томи значительно уменьшаются суммы температур выше 10°. Еще более резко разграничивается рассматриваемая территория по суммам температур выше 15°. Центральная и Южная Кулунда по теплоэнергетическим ресурсам, выраженным суммой температур выше 15°, не уступает Нижнему Поволжью. К востоку от Оби ресурсы тепла много меньше (табл. 12, 13).

Условия тепло- и влагообеспеченности комплексно выражаются дефицитом влажности воздуха. Величиной дефицита характеризуется влияние на местный климат физико-географических условий в целом: под-

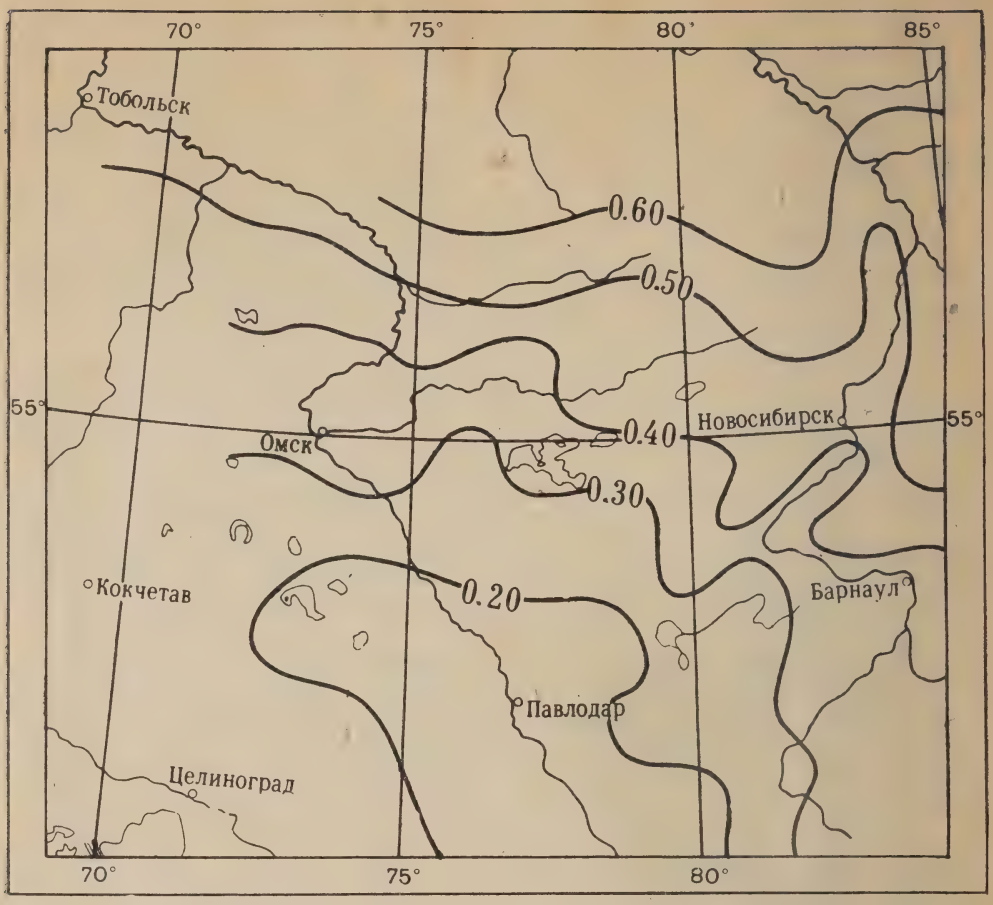


Рис. 16. Коэффициент увлажнения. Май—июнь (по Н. Н. Иванову).

стилающей поверхности (и деятельного слоя в частности), местных динамических процессов в приземной атмосфере, запасов продуктивной влаги в почве и т. д. Нами широко использовался этот показатель для выявления местных климатов. Например, изолинии дефицита влажности воздуха в июне показывают ряд внутризональных границ: на Ишимо-Иртышском междуречье, в Прииртышье, в Приобье и т. д. Большие величины дефицита в июне (7—8 мм), характерные для южной Барабы и всей Кулунды, указывают на избыток теплоэнергетических ресурсов в первом периоде лета и определяют границы распространения климата степи (рис. 19).

Другой обобщенной характеристикой ресурсов тепла является величина возможного испарения с поверхности деятельного слоя, или его испаряемость. Этим показателем характеризуется средняя многолетняя иссушающая способность воздуха, отражающая теплоэнергетические ресурсы климата (рис. 20).

Для определения испаряемости существует несколько способов: по дефициту влажности воздуха, по суммам температур воздуха, по радиационному балансу и т. д. Нами сравнивались несколько способов определения величин испаряемости.

1) По методу Н. Н. Иванова (1941 и др.) испаряемость за месяц («испарение с водной поверхности» по определению автора) находится

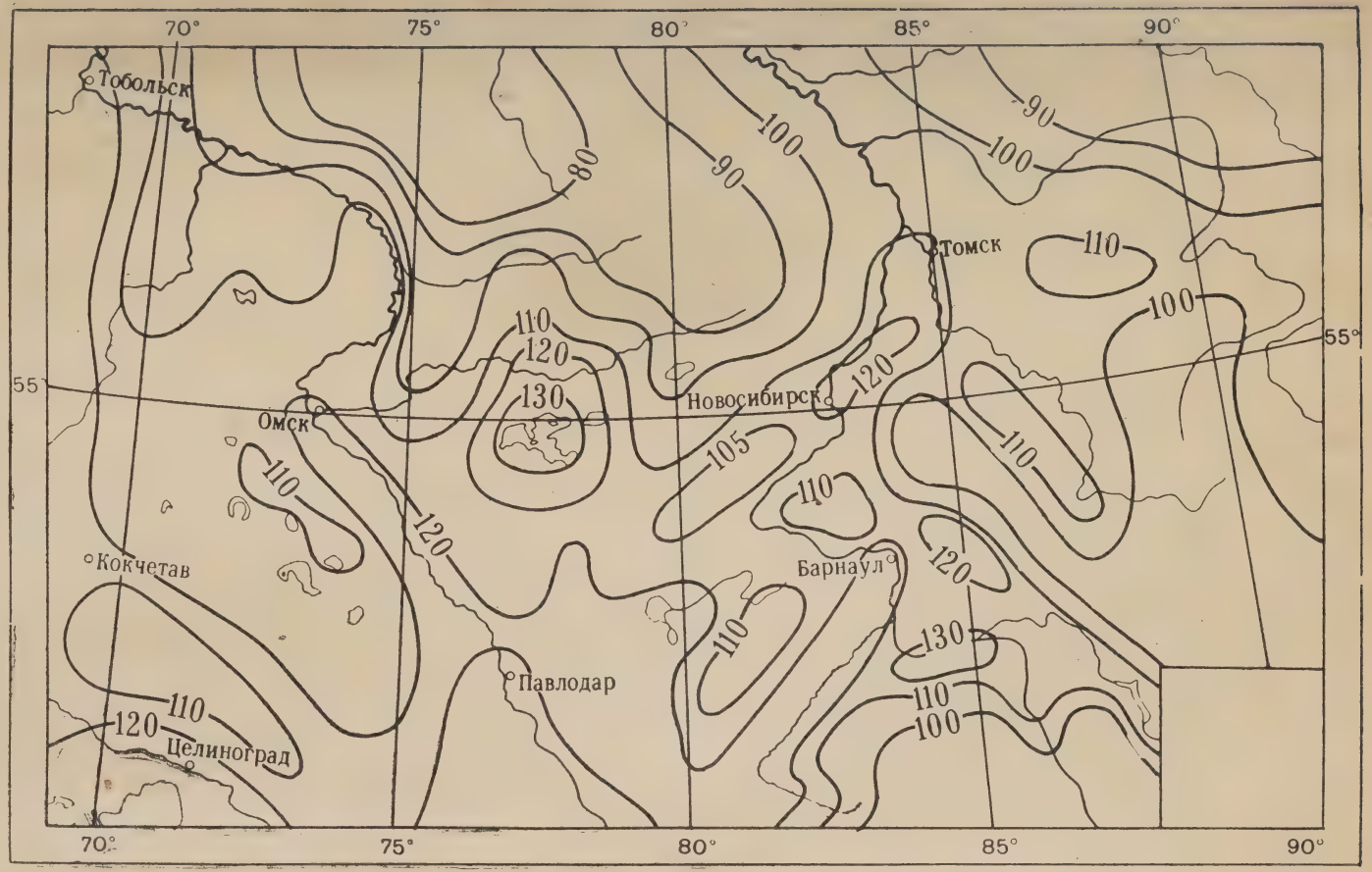


Рис. 17. Продолжительность безморозного периода (в днях).

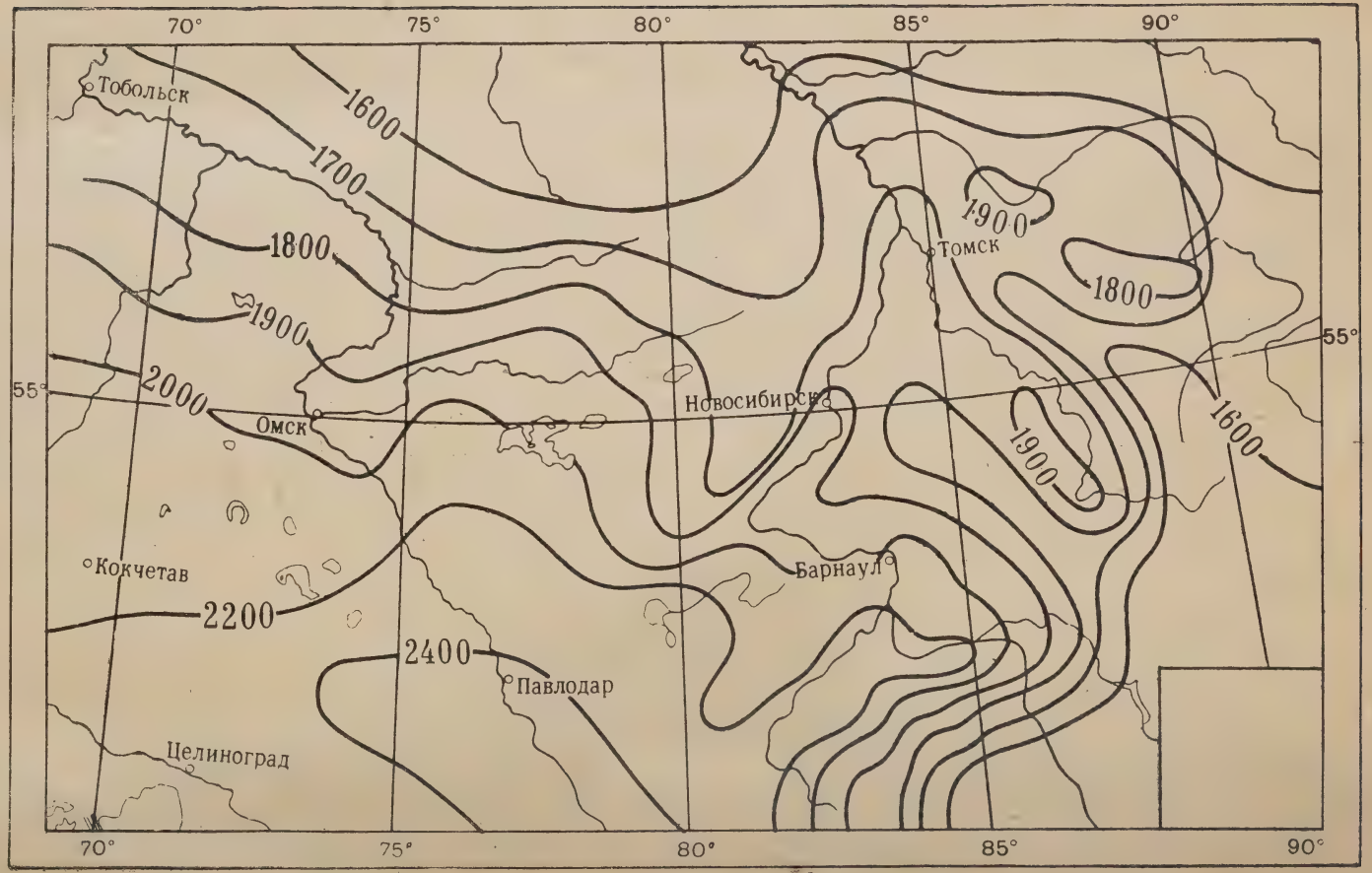


Рис. 18. Сумма температур за период с температурой выше 10°.

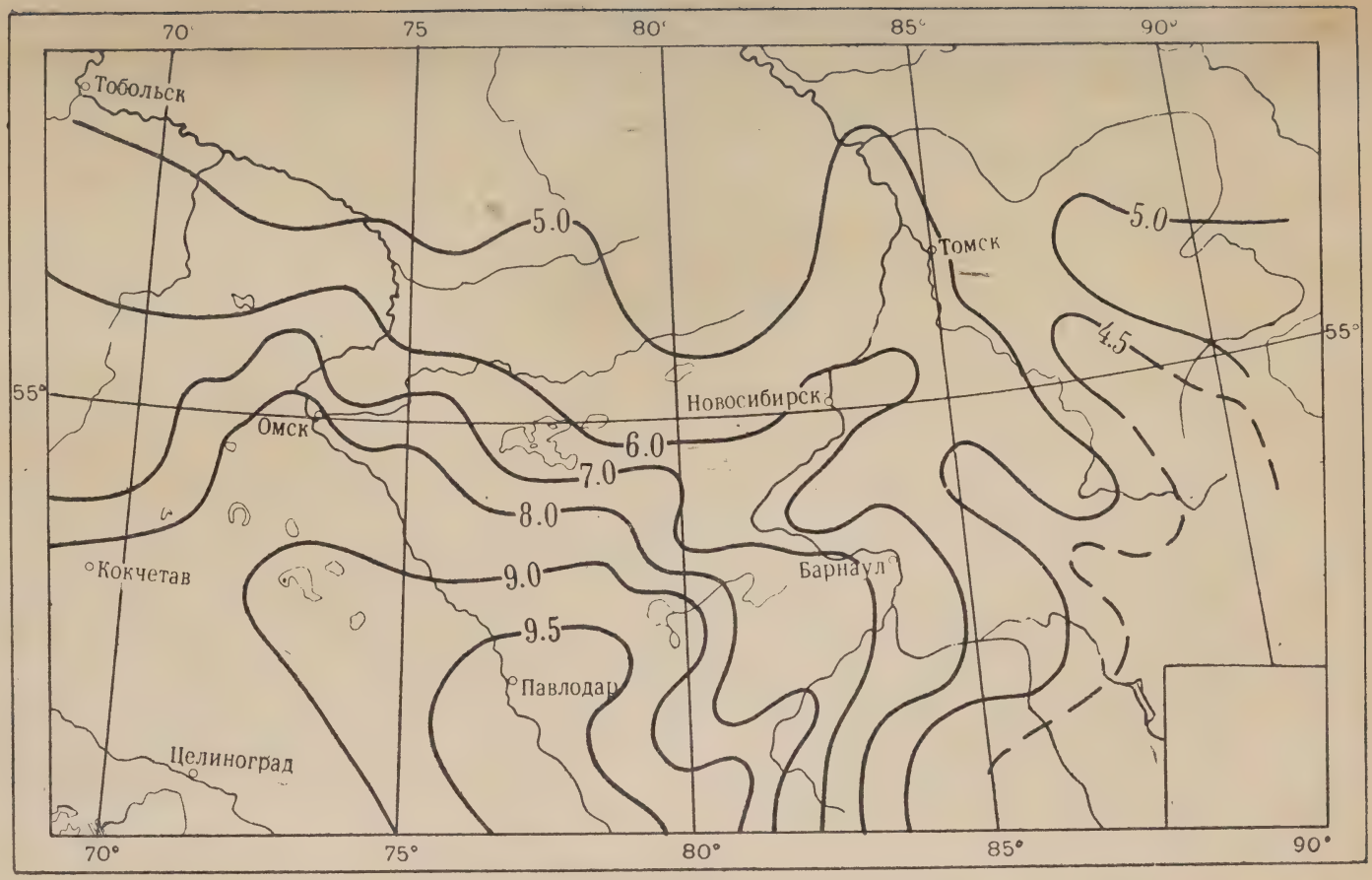


Рис. 19. Дефицит влажности воздуха (мм). Июнь.

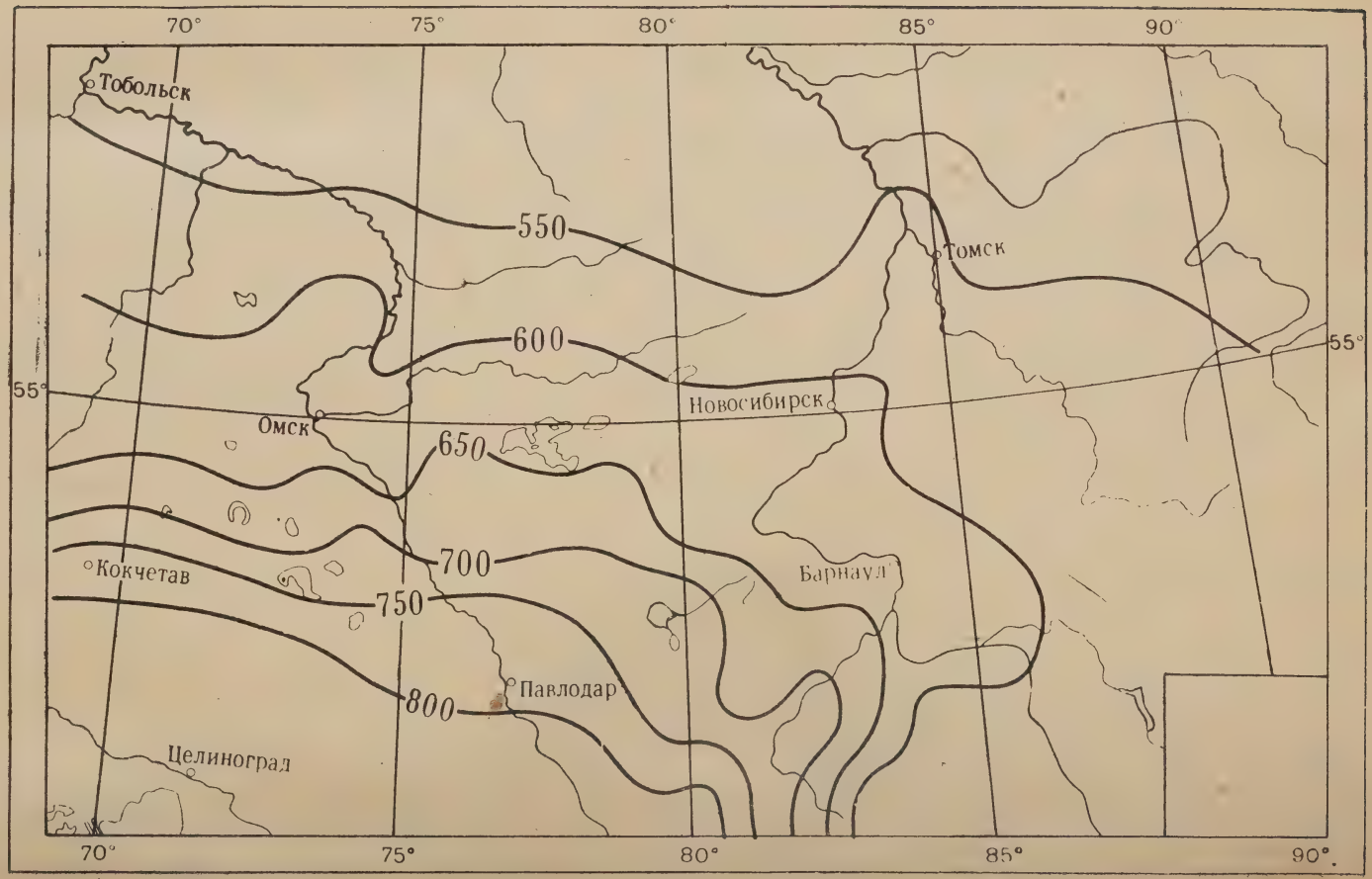


Рис. 20. Испаряемость за год (мм).

из формулы: $E_0 = 0{,}0018\ (25+T)^2\ (100-a)$, где T — средняя месячная температура воздуха, a — средняя месячная относительная влажность воздуха в %.

2) По методу В. С. Мезенцева (1957 и др.) годовые значения испаряемости («максимально возможное суммарное испарение» по определению автора) находится из формулы $Zm = 10e^2d$, где e — средняя годовая абсолютная влажность воздуха в мм рт. столба, d — средний годовой дефицит влажности воздуха в мм рт. ст.

В. С. Мезенцев предложил также определять величину максимально возможного суммарного испарения из соотношения: $Zm = a\Sigma d$, где Σd — сумма среднесуточных дефицитов влажности воздуха в мм, a — коэффициент пропорциональности, равный в условиях степи и лесостепи Западной Сибири, 0,65.

3) По методу М. И. Будыко (1956 и др.) испаряемость определяется из отношения радиационного баланса к скрытой теплоте испаряемости.

4) По методу Г. Т. Селянинова испаряемость выражается величиной сумм средних суточных температур выше 10°. Испаряемость по этому методу нами предложено вычислять из соотношения $E_0 = \frac{0{,}0015\Sigma\, t > 10^\circ}{0{,}6}$, где 0,6 — скрытая теплота испарения.

В данной статье нами использованы значения испаряемости, рассчитанные И. В. Карнацевичем (1965) по методу В. С. Мезенцева (рис. 22), и значения испаряемости, высчитанные нами по формуле Н. Н. Иванова (табл. 24). Величины испаряемости, вычисленные разными способами, отличаются на 50—100 мм. Анализ причин не входит в нашу задачу, важно, что во всех случаях величинами испаряемости подтверждается географическая зональность на подстилающей поверхности. Изолинии испаряемости совпадают с природно-климатическими границами: зональными — между климатами степи, лесостепи и тайги и внутризональными границами в Приобье, Притомье и т. д.

Термические условия наиболее полно отражаются комплексными характеристиками в виде отношений величин осадков к величинам тепла, расходуемого на испарение. Пространственное размещение относительных характеристик: гидротермического коэффициента по Селянинову (рис. 26), коэффициента увлажнения и теплообеспеченности по Мезенцеву (табл. 15 и 16), коэффициента увлажнения по Иванову (рис. 16, 21), показывает размещение теплоэнергетических ресурсов по территории.

Характерные черты местных климатов на юго-востоке Западной Сибири появляются в определенные и короткие периоды года, в частности такими *климатическими периодами* являются: весной — V, VI; летом — VII; осенью — IX, X; в начале зимы — XI; в середине зимы — XII, I; в конце зимы — II, III. Эти климатические периоды являются ландшафтообразующими, они же характеризуют метеорологические условия для различных хозяйственных целей. В этой связи коэффициент увлажнения по Н. Н. Иванову рассчитан для мая—июня (см. рис. 16).

Формирование климатов пустынных и сухих степей происходит при соотношении влаги и тепла за V, VII 1 : 5; типичные степи оконтуриваются изолинией отношений 1 : 3 и т. д. Вырисовывается положение ряда азональных границ: западной, центральной и восточной Барабы; правобережья и левобережья Оби; границы горных климатов; восточная граница Обь-Иртышской провинции и проч.

Осень представляет отчетливо выраженный климатический сезон со своими особенностями в циркуляции атмосферы, в погоде и в жизни

Таблица 13

Суммы среднесуточной температуры воздуха за период с температурой выше 15°

Пункты	Сумма температур	Пункты	Сумма температур
Тевриз	1141	Кольчугино	1325
Кыштовка	1035	Тогул	1391
Пышкино-Троицкое	1167	Барнаул	1662
Называевка	1350	Баево	1605
Татарск	1408	Бийск	1529
Барабинск	1387	Омск	1420
Чулым	1279	Полтавка	1558
Новосибирск	1352	Черлакский зерносовхоз	1615
Болотное	1281	Славгород	1878
Черепаново	1235	Рубцовск	1879
Тайга	1033	Павлодар	1904

природы. Главные признаки осени заключаются в быстром понижении температуры воздуха. Переход среднесуточной температуры через 15°, знаменующий начало осенних процессов, происходит в среднем в подтайге 15—16 августа и в Южной Кулунде 1—2 сентября.

О распределении температуры осенью можно судить по рисункам 11, 12 и др. Сентябрьской изотермой 9° оконтуривается Обь-Иртышская провинция с севера и востока. В Причулымье выделяется теплым островком Мариинская и Тисульская лесостепи. В Павлодарской области и Центральной и Южной Кулунде средняя температура сентября выше 11°. В начале октября наступает второй период осени: средняя суточная температура переходит через 5°. При этом отчетливо обособляется климат тайги и районы к востоку от Томи, где похолодание наступает раньше на 8—15 дней. Например, в Казахском Прииртышье — 10—12/X, а в Причулымье — 28/IX—4/X.

Если в летние месяцы гидротермические различия в лесостепи и степи мало заметны и в сельскохозяйственном производстве фактически не учитываются, то осенью, начиная с сентября, в лесостепи теплоэнергетические ресурсы настолько быстро уменьшаются, что возникают существенные различия со степными районами, которые необходимо учитывать в сельском хозяйстве и для других практических целей. Указанные особенности обнаруживаются на гидротермических характеристиках: дефиците влажности воздуха, коэффициентах увлажнения, средних суточных температурах и т. д.

На рис. 21 размещение условий тепло- и влагообеспеченности в сентябре показано коэффициентом увлажнения по Н. Н. Иванову. В сравнении с аналогичной характеристикой мая—июня (см. рис. 16) в сентябре существенно изменяются соотношения между влагой и теплом. В частности, в южной лесостепи величина коэффициента повсеместно увеличивается с 0,30 до 0,60, а на правобережье Оби коэффициент достигает 0,8—1,0, что указывает на избыточное увлажнение при недостатке тепла.

Столь же наглядно отражается осенний термический режим дефицитом влажности воздуха (рис. 22). Если в степи дефицит в сентябре продолжает оставаться значительным: 5,5—4,0 мм, то в лесостепи он уменьшается до 3,0—2,5 мм. При этих значениях дефицита влажности воздуха работа комбайна по уборке и обмолоту хлебов нецелесообразна (Колдомасов, 1958). К востоку от Оби недостаток тепла в сентябре выражается наиболее низкими дефицитами — около 2 мм.

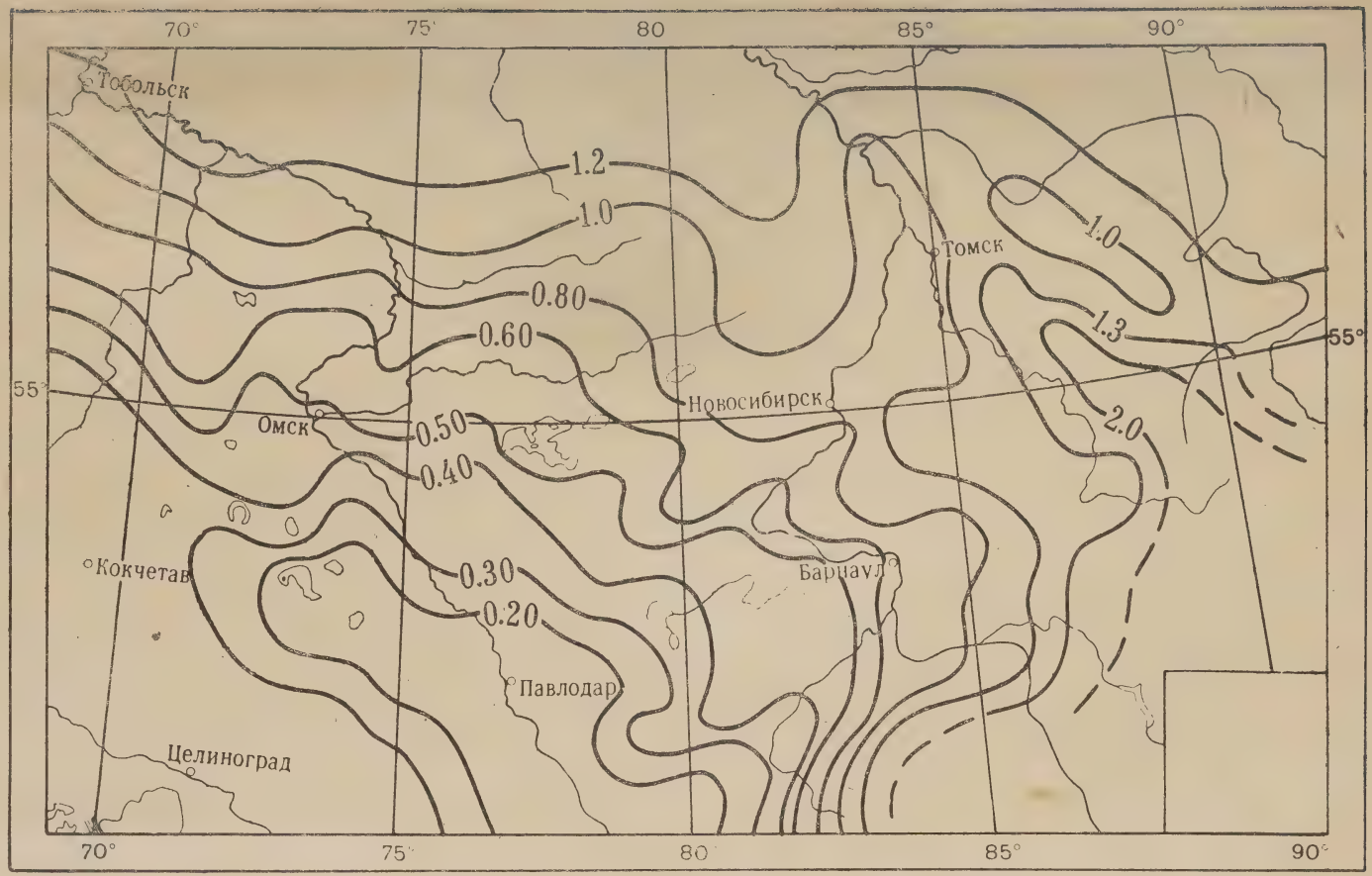


Рис. 21. Коэффициент увлажнения по Н. Н. Иванову. Сентябрь.

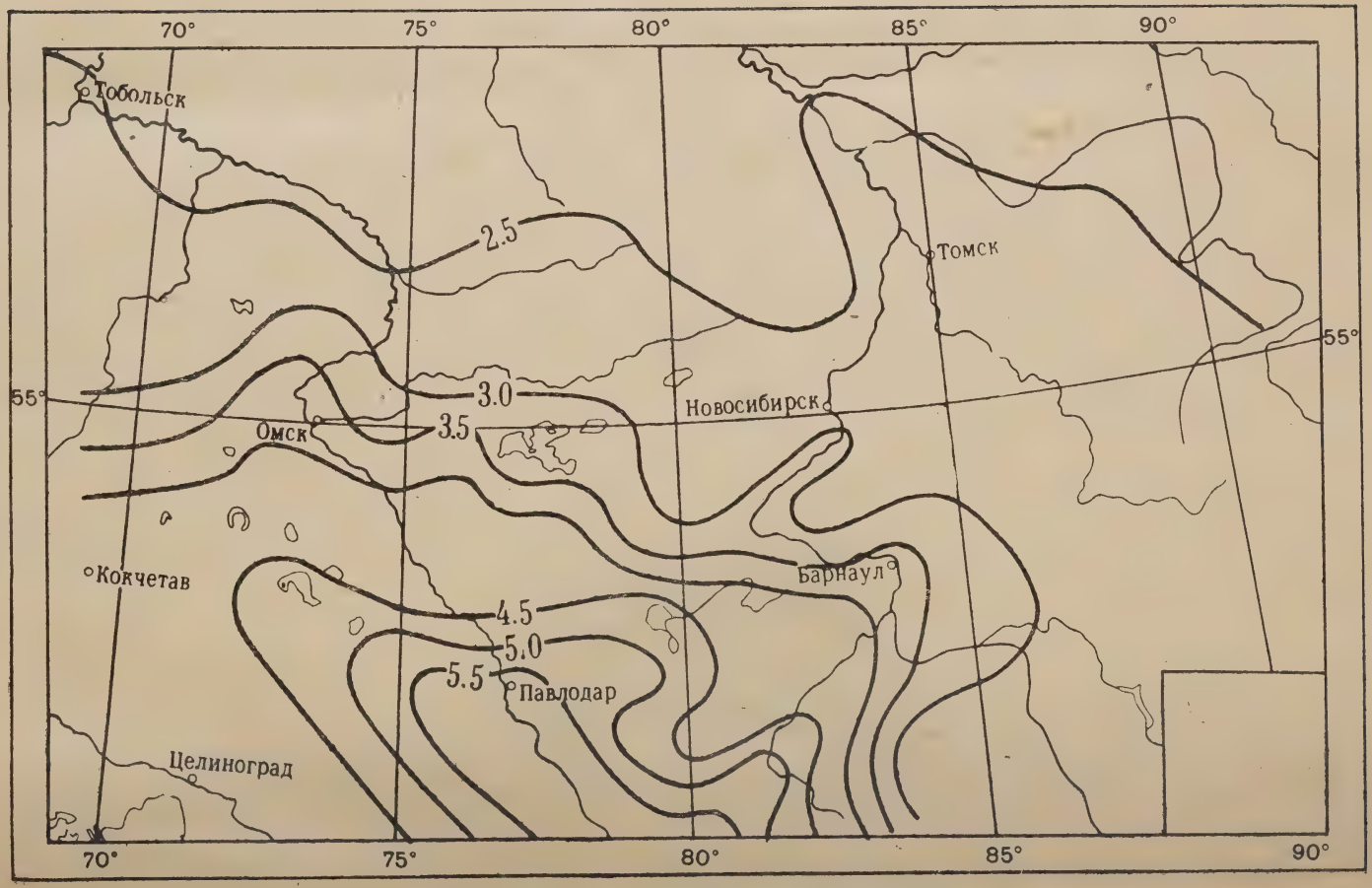


Рис. 22. Дефицит влажности воздуха (мм). Сентябрь.

АТМОСФЕРНОЕ УВЛАЖНЕНИЕ

Распределение атмосферной влаги по территории, в целях климатического районирования, рассматривается по периодам: осадки теплого сезона (ноябрь—март) и осадки холодного сезона (апрель—октябрь). Причем в теплом сезоне выделен по увлажнению период мая — июня. В качестве характеристик увлажнения наряду с другими показателями приняты дефициты атмосферных осадков, представляющие разность между возможным суммарным испарением и фактической нормой осадков. За норму годового количества осадков приняты средние значения, высчитанные за весь период наблюдений (по 1963 г.).

Запасы влаги, накапливающиеся в снежном покрове, определяют важнейшие признаки местных климатов и почвенно-растительных комплексов, выступающих в полной мере в теплом периоде. География снежного покрова — один из существенных признаков природно-климатического районирования.

Атмосферное увлажнение за холодный период (XI—III) оценивалось нами по запасам воды в снежном покрове в декаду максимальной высоты снега. В статье в настоящем сборнике (Сляднев, Сенников) описаны методы получения данных и приведены карты рис. 2 и 4, характеризующие в двух вариантах размещение осадков холодного периода: 1) по запасам воды в снеге на полях и 2) уточненные запасы воды в снеге в результате внесения поправок на сдувание снега с полей (см. рис. 4). Первый вариант отражает средние запасы влаги в снеге на сельскохозяйственных угодьях; второй вариант показывает распределение осадков холодного периода в среднем при условии формирования снежного покрова, не нарушенного ветром. При уточнении сумм зимних осадков использовались сравнительные данные снегосъемок в поле и в лесу на соседней территории. Величина коэффициента пропорциональности изменяется в разных физико-географических условиях от 1,0 до 1,5. При этом учитывались также условия местной динамики воздушных масс. В частности, в зонах нисходящих воздушных потоков коэффициент принят 1,0, а в динамическом центре котловины не более 1,2.

Оба рисунка повторяют основные закономерности в распределении зимних осадков, различие заключается лишь в большей их дифференциации в связи с разной величиной коэффициента пропорциональности. В частности, резко выделились возвышенности и особенно их наветренные склоны в отличие от подветренных, где коэффициент поправок принят за 1,0. Например, на левобережье Иртыша Казахская степь в зоне подветренного «иссушения» (районы 2, 3, 9) обособилась от Омской степи (районы 10, 11) значительно меньшими суммами зимнего увлажнения: 50—60 мм в сравнении с 90—100 мм. Также и в Приобье выросли различия в увлажнении между придолинным понижением Оби и западными наветренными склонами Приобского плато. В связи с применением наибольших коэффициентов поправок по осям скоростей ветра возросли предполагаемые суммы зимнего увлажнения вдоль направления долин рек: Алея, Кулунды и Каргата.

Летние суммы атмосферных осадков меньше зависят от местных влияний и точнее отражаются приборными измерениями. В этой связи за осадки теплого периода нами приняты средние многолетние значения измеренных осадков в периоде по 1963 г. по станциям, имеющим ряд наблюдений не менее 25 лет. В результате суммирования осадков холодного времени, выраженных запасами воды в снеге, и осадков теплого периода получены годовые значения атмосферных осадков, распределение которых показано на рис. 29 и в табл. 14.

Годовые суммы осадков, рассчитанные вышеуказанным способом, мало отличаются от «норм» осадков, принятых в справочниках Гидрометслужбы. Приведенная нами карта осадков (рис. 29) похожа на аналогичные карты, выполненные О. А. Дроздовым (1955) и В. В. Орловой (1962). Но связи зональных ландшафтов с годовыми суммами осадков по нашим данным более тесные. Так, изогиета 250 мм является границей опустыненной степи, изогиета 300 мм оконтуривает сухую степь, а изогиета 350 мм совпадает с границей степи и лесостепи т. д.

Комплексное воздействие подстилающей поверхности в целом и деятельного слоя в частности на местные условия увлажнения обнаруживается при применении показателей в виде средних абсолютных отклонений от оптимальных значений. Для оценки гидротермического режима в периоде мая—июня нами применено среднее абсолютное отклонение гидротермического коэффициента, высчитанного по методу Г. Т. Селянинова (см. рис. 8).

На рисунке средних изолиний абсолютных отклонений ГТК полностью вскрываются местные особенности гидротермических условий и подтверждаются природно-климатические границы местных климатов. В лесостепи обособляются Ишимо-Иртышский водораздел и Прииртышье. Выступают границы между западной, центральной и восточной Барабой. Обособляется левобережье Оби от правобережья, Притомье от Причулымья и т. д. В степном климате изолиниями отклонений прочерчиваются границы между Омской и Казахской степями. В северной Кулунде обособляются ее западные районы от восточных, районы центральной Кулунды отчленяются от Приобского плато и Бурлинско-Карасукского водораздела. Также совершенно отчетливо выступает влияние рельефа на формирование местных климатов в наветренных и подветренных зонах.

Большей величиной средних абсолютных отклонений характеризуются районы с меньшими дефицитами в увлажнении: климаты таежные и горные с отклонениями 0,42—0,70 или местные климаты с неутойчивым увлажнением, как лесостепное Приишимье с отклонением 0,41 и в центре Чановской котловины (0,41). Малые отклонения свойственны климатам с большими дефицитами в увлажнении и устойчивым по засушливости: 0,30 — в Кулунде и Прииртышье, 0,25 — в наиболее засушливом левобережье Иртыша и зоне динамического иссушения воздуха.

Годовой дефицит атмосферных осадков, показывающий избыток или недостаток теплоэнергетических ресурсов испарения, комплексно отражает размещение тепла и влаги (рис. 23). На рассматриваемой территории величины дефицитов, изменяясь от +100 до —600 мм, показывают ряд природно-климатических границ. Изолиниями — 250,—300 мм оконтуривается зона климата степи; на границе климатов лесостепи и леса проходит изолиния — 0 мм, где ресурсы тепла полностью расходуются на испарение атмосферной влаги, а в лесной зоне тепла уже недостаточно: избыток влаги выражается знаком плюс. Климатическая обособленность восточных районов подтверждается рисунком изолиний дефицитов увлажнения. В частности, к востоку от Оби осадков выпадает больше, чем их может испариться.

География атмосферных осадков за внутригодовые периоды рассмотрена: по величине дефицита осадков за V—VI и VII (рис. 24, 25); по гидротермическому коэффициенту (рис. 26); по величине испарения (рис. 27); по дефициту суммарного испарения (рис. 28); по запасам воды в снежном покрове и суммам осадков. Кроме того, непосредственное отношение к характеристике увлажнения имеют приведенные выше данные о гидротермическом режиме в V—VI и в IX, выраженные величиной

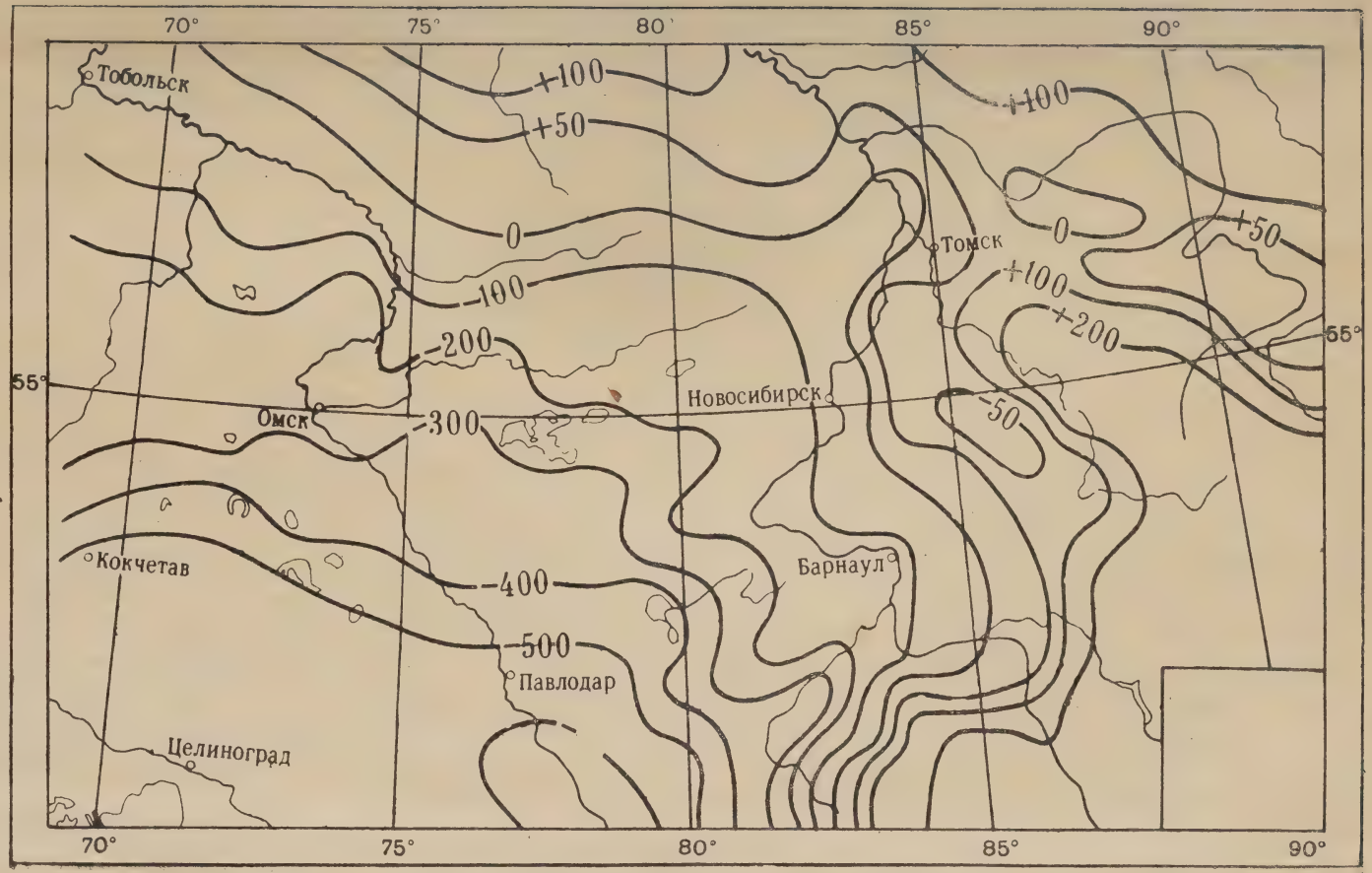


Рис. 23. Годовой дефицит атмосферных осадков (мм).

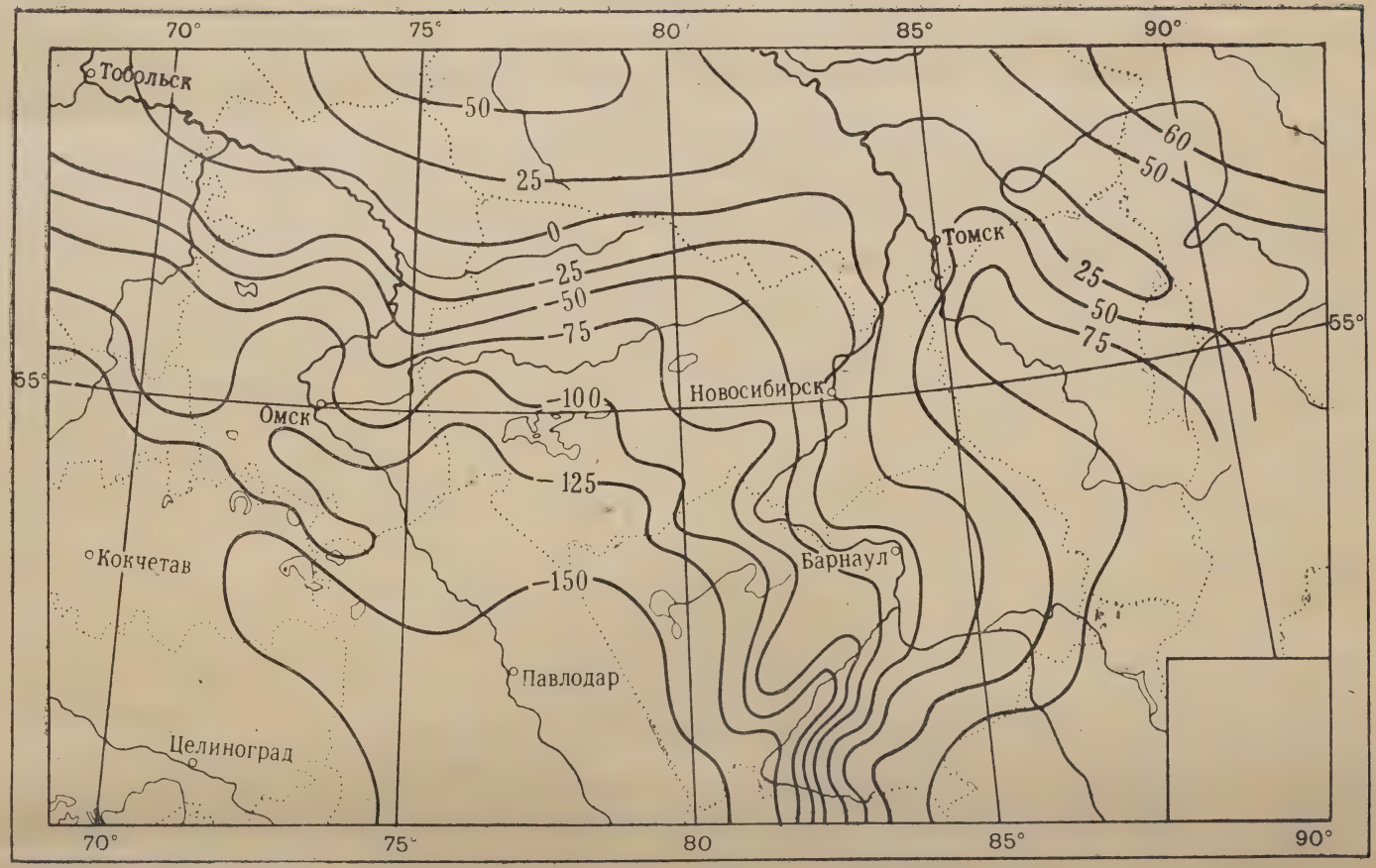


Рис. 24. Дефицит атмосферных осадков (мм). Апрель — июнь.

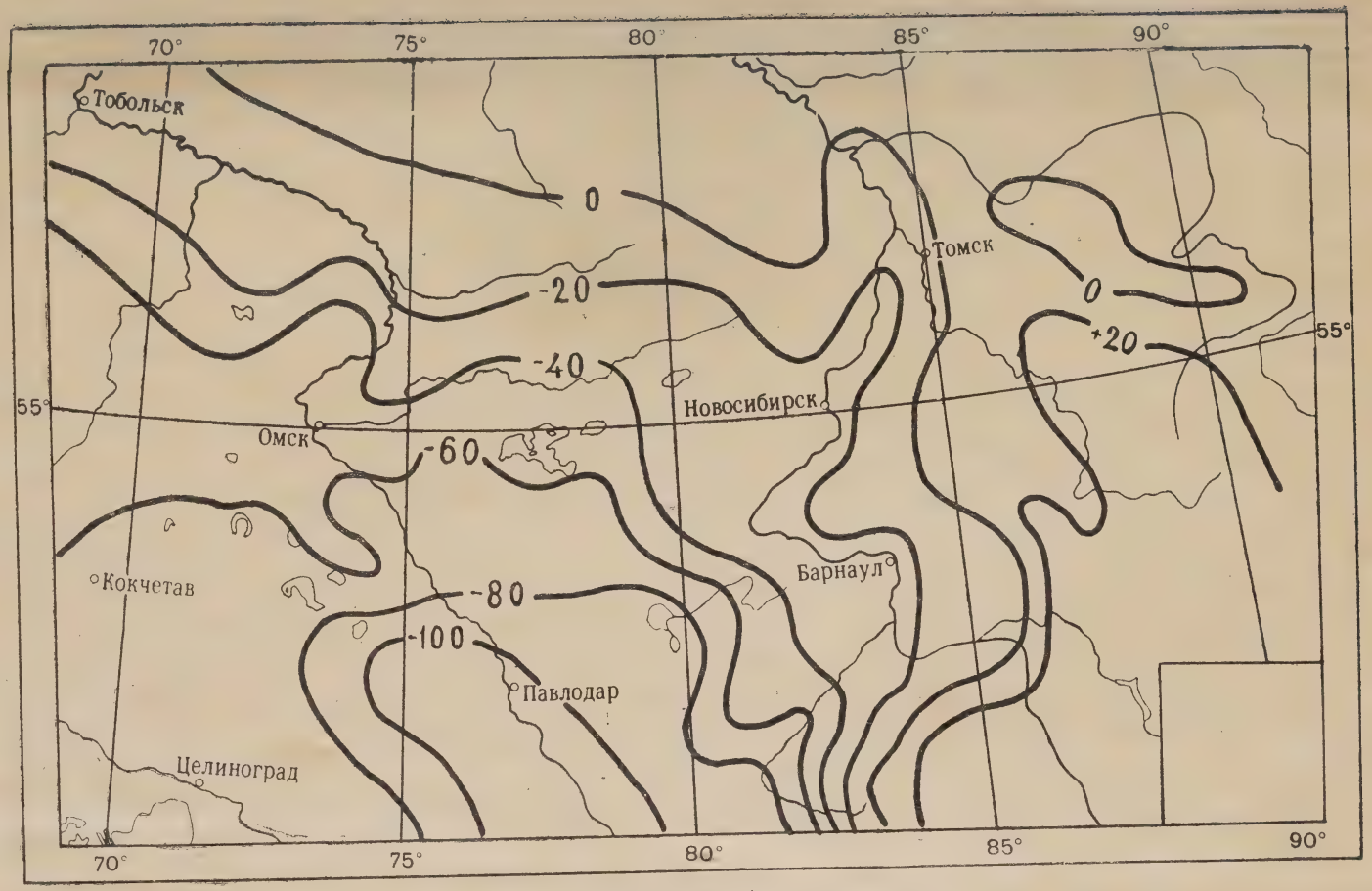


Рис. 25. Дефицит атмосферных осадков (мм). Июль.

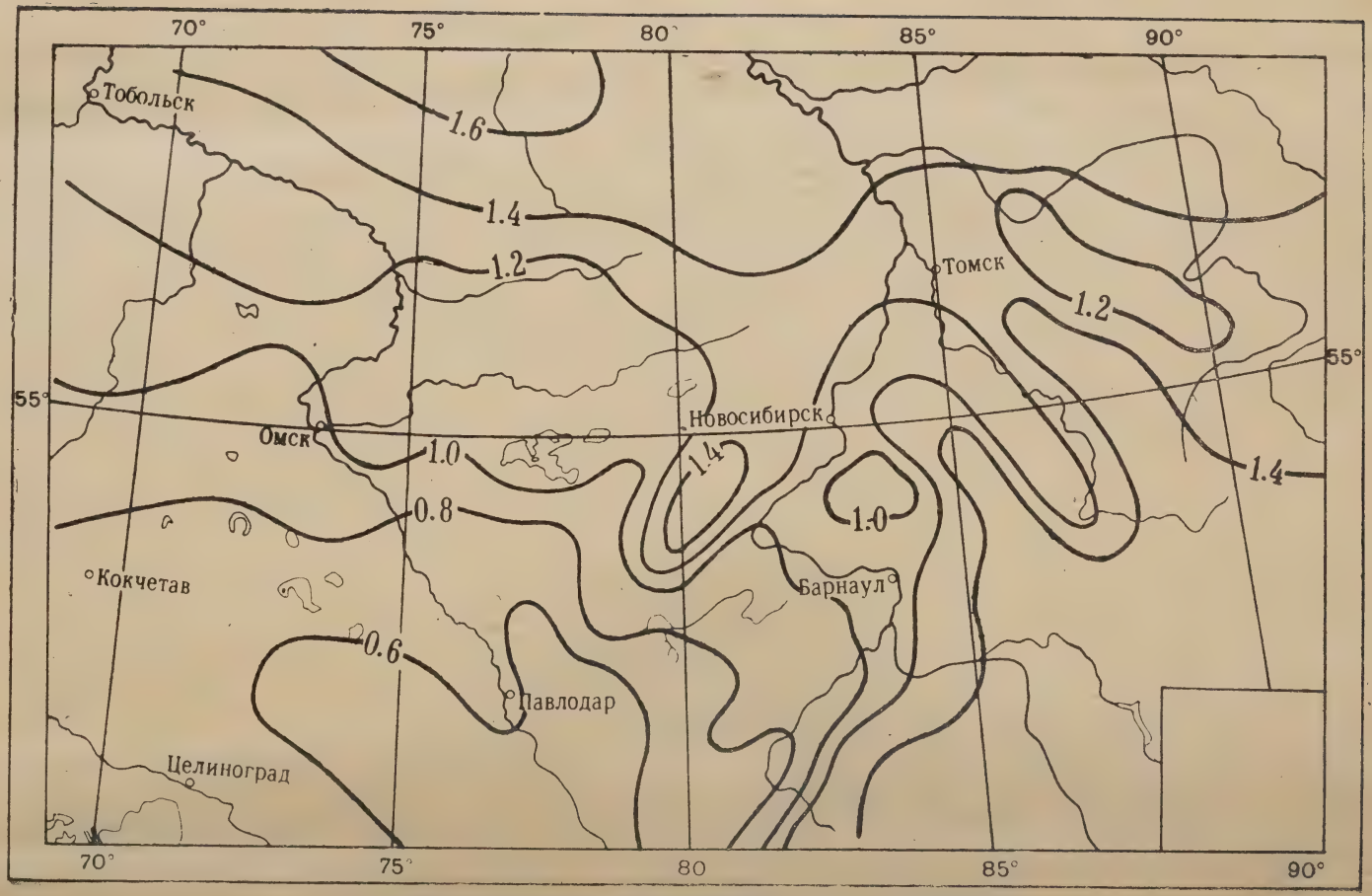


Рис. 26. Гидротермический коэффициент по Г. Т. Селянинову.

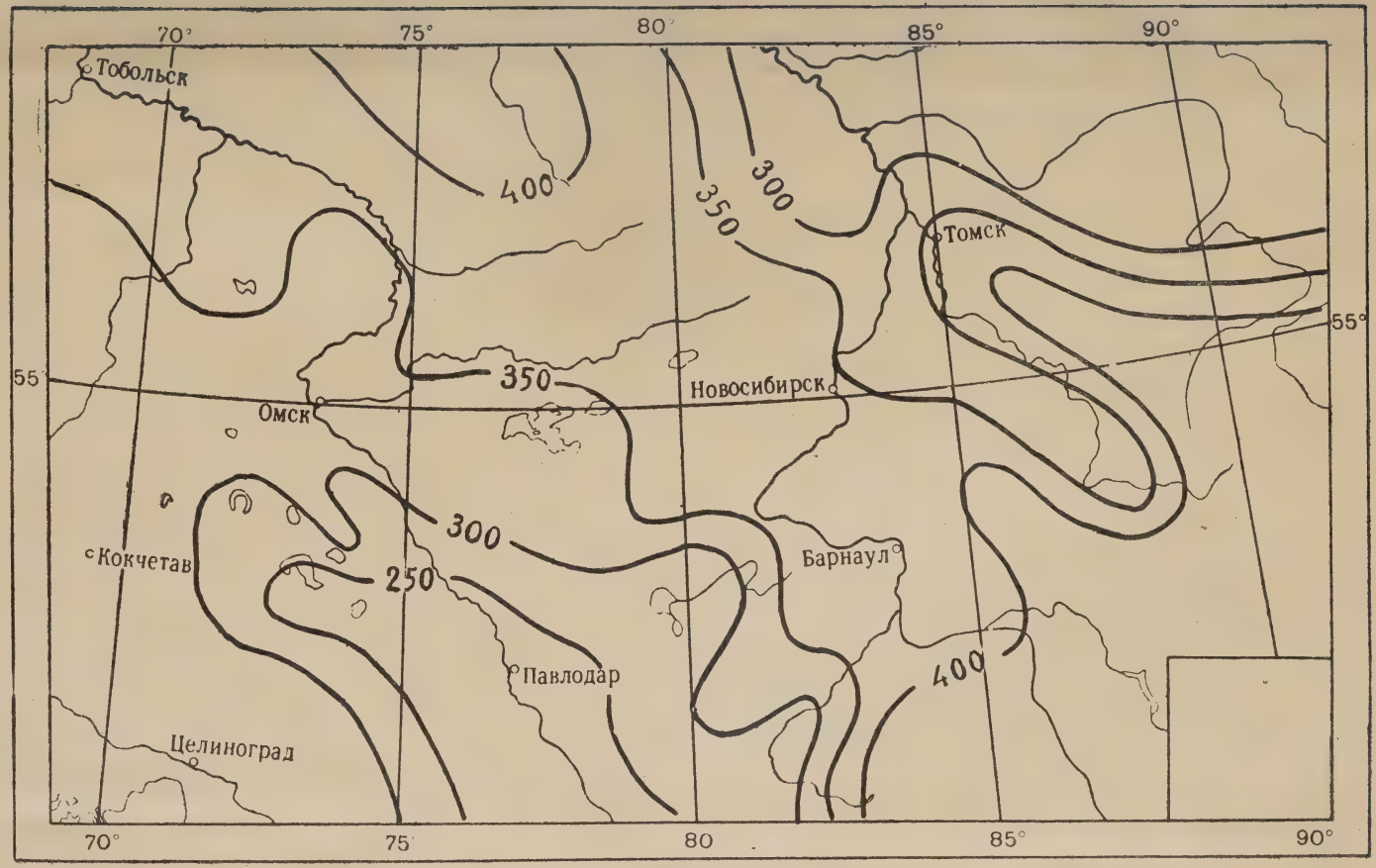


Рис. 27. Испарение за год (мм).

коэффициента по Н. Н. Иванову (см. рис. 16 и 21), величины дефицита влажности воздуха в VI и IX (см. рис. 19 и 22) и другие характеристики.

Общие закономерности размещения атмосферных осадков в теплом периоде проявляются во всех перечисленных способах анализа. Рисунок изолиний различных показателей увлажнения повторяет простирание ряда зональных и азональных природно-климатических границ. Причем определенные количественные характеристики с достаточной точностью совпадают с границами почвенно-растительных таксономических подразделений: зон, подзон и т. д.

Годовые суммы осадков изменяются в пределах Обь-Иртышской провинции от 200 мм до 500 мм. В их распределении по территории наблюдается и географическая зональность и азональность. Так, в северной части территории по склонам Васюганской возвышенности выражены широтно-зональные закономерности увеличения осадков с юга на север. Географическая зональность наблюдается в увеличении осадков по западным склонам Барабинско-Кулундинской котловины и склонам других возвышенностей (рис. 28, 29, помещенном между стр. 76 и 77).

Зональные закономерности в распределении осадков столь же часто нарушены по восточным склонам почти всех возвышенностей, а также повсеместно в Кузнецкой котловине и в Причулымье. В центральной части котловины Барабы, Кулунды и Прииртышья концентричность изогиет также нарушена под влиянием возникновения трех зон циркуляции воздуха, вытянутых вдоль продольной оси котловины (см. рис. 3).

Таким образом, география годовых сумм атмосферных осадков формируется под влиянием нескольких причин: высоты местности, макропроцессов циркуляции, местных динамических процессов в приземной атмосфере, характера деятельного слоя и проч.

Внутригодовое распределение осадков имеет ряд особенностей. За теплый период (IV—X) повсеместно выпадает до 75% от годовой суммы осадков, а в Причулымье даже более 80%. Малоснежная зима характерна для лесостепи и степи, причем в Южной Кулунде в отдельные годы снежный покров вообще не образуется. Весенняя засушливость сказывается повсюду и на количестве осадков и на сухости воздуха. За май—июнь выпадает до 25% от годовой суммы осадков, что составляет в Кулунде 60—70 мм, а в восточных районах — до 100 мм. Только в начале июля смягчаются дефициты в увлажнении почвы и воздуха. За июль выпадает осадков больше, чем за май и июнь, вместе взятые (табл. 14).

В размещении атмосферных осадков по территории наблюдается не только их неравномерное распределение по территории, но и различная вероятность выпадения оптимального количества. В этой связи при районировании по характеру увлажнения необходимо учитывать и степень увлажнения и степень устойчивости оптимального увлажнения.

Степень увлажнения — характеристика относительная. Ее качественные стороны выявляются в достаточной мере только при сопоставлении с ресурсами тепла. Наиболее распространенным географическим критерием степени увлажнения является оценка физико-географических условий развития природного ландшафта. Известны геологические, вековые и периодические изменения гидротермического режима, сопровождавшиеся соответствующим развитием ландшафта. Современное размещение ресурсов тепла и влаги является причиной сохранения ландшафта в пространстве и развития его во времени.

Среди всех компонентов ландшафта наиболее динамичен в развитии почвенно-растительный покров, поэтому условия его развития обычно служат предметом исследования в целях выявления количественных значений, характеризующих достаточность или недостаточность увлажне-

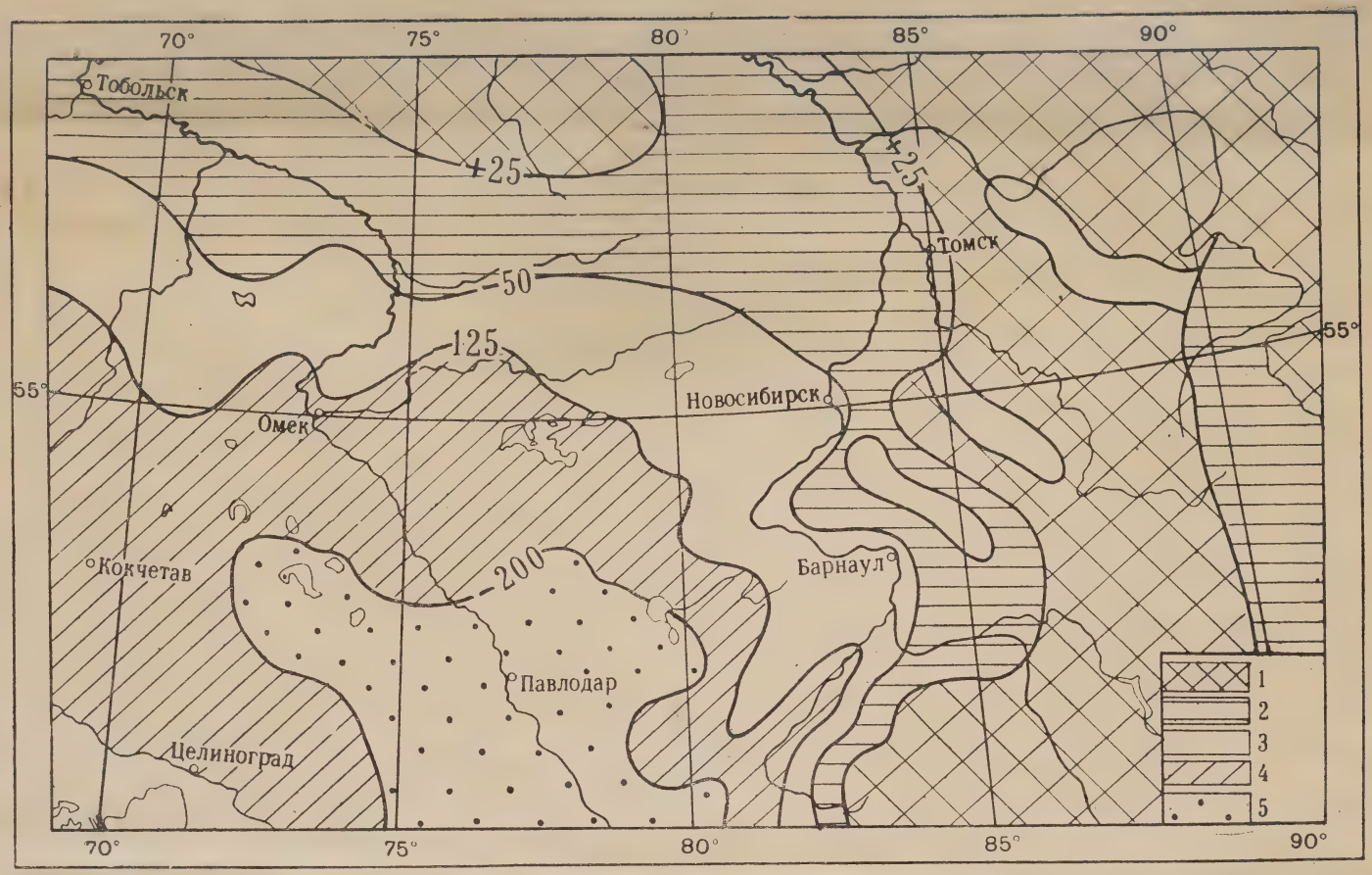


Рис. 28. Дефицит суммарного испарения за год (мм).

1 — весьма избыточное устойчивое увлажнение; 2 — избыточное устойчивое увлажнение; 3 — достаточное, но неустойчивое увлажнение; 4 — недостаточное и неустойчивое увлажнение; 5 — скудное увлажнение и устойчивая засушливость.

Таблица 14

Осадки (мм) по периодам года и в % от годовой суммы

Пункты	За год	V — VI		VII		Теплый период (IV — X)		Холодный период (XI — III)	
		мм	%	мм	%	мм	%	мм	%
Павлодар	219	54	25	44	23	170	78	49	22
Рубцовск	317	74	24	46	14	227	72	90	28
Славгород	276	57	22	49	19	202	80	74	27
Родино	325	56	21	48	17	212	80	113	35
Ребриха	395	76	21	73	21	286	80	109	28
Барнаул	423	85	19	70	15	319	67	103	24
Омск	340	86	25	68	20	273	80	68	20
Тюкалинск	374	79	24	68	20	271	80	103	28
Исиль-Куль	371	82	24	72	21	279	83	91	24
Купино	337	70	22	67	20	241	79	103	32
Барабинск	390	79	23	67	19	276	77	114	30
Новосибирск	416	94	22	76	18	329	79	87	21
Венгерово	392	65	19	69	20	278	79	114	30
Кыштовка	423	95	23	76	18	333	83	90	21
Тогул	513	101	21	67	13	352	74	161	31
Бийск	508	116	22	78	15	397	77	111	23
Кемерово	468	89	23	77	20	319	83	149	32
Томск	507	106	20	76	15	364	70	143	30
Ижморск	435	106	25	77	18	359	84	76	16
Тяжин	470	103	23	73	17	366	82	104	22

ния. К тому же с почвенно-растительным покровом связаны наиболее актуальные хозяйственные проблемы. Исследования многих авторов посвящены выявлению оптимальных соотношений тепла и влаги, обеспечивающих наиболее интенсивный рост биомассы и получение высшего хозяйственного урожая (Докучаев, 1899 и др.; Григорьев, 1937 и др.; Будыко, 1948 и др.; Сапожникова, 1950 и др.; Абрамович, 1952 и др.; Багров, 1953; Алпатьев, 1954 и др.; Волобуев, 1956 и др.; Мезенцев, 1957 и др.; Герасимов, 1960 и др.; Будаговский, 1962 и ряд других авторов).

В наиболее кратком изложении суть общепризнанных выводов о критериях оптимальных условий развития почвенно-растительных компонентов ландшафта заключается в следующем.

1. Потребность растений в воде удовлетворяется при достаточно высокой подвижности воды в почве. Такие наилучшие условия подвижности имеются в почве при влажности, соответствующей приблизительно 65—75% наименьшей полевой влагоемкости. В интервале между влажностью разрыва капилляров и полевой влагоемкостью и обеспечиваются наиболее благоприятные условия для получения высоких урожаев культурных растений.

2. Критерием оптимальных условий водоснабжения и теплообеспеченности биологических и физико-химических процессов в почвенно-растительном покрове является соотношение между фактическим расходом тепла на суммарное испарение, и испаряемостью подстилающей поверхности несколько меньше 1,0. По мнению В. С. Мезенцева (1957), это соотношение выражается величиной 0,74.

Следовательно, для определения пространственного положения оптимальных условий гидротермического режима можно использовать несколько количественных критериев, в частности, одним из критериев оптимального увлажнения являются запасы продуктивной влаги, выражающиеся в слое 0—100 см в 160—190 мм. Линия соответствующего ув-

Пихтовка
НОВОСИ

Рис. 29. Осадки (мм). Год

лажнения проходит в среднем по границе леса и степи. Полнее оптимальные условия увлажнения определяются с учетом тепловых ресурсов. Такое исследование для Западной Сибири сделано В. С. Мезенцевым (1957, 1961 и др.). Автор, применив ряд комплексных показателей, характеризующих водный и тепловой балансы подстилающей поверхности, разделил Западно-Сибирскую равнину на пять гидролого-климатических зон, в разной степени приближающихся к оптимальным условиям развития почвенно-растительного покрова.

Нами выполнена аналогичная работа. Территория Обь-Иртышской провинции разделена на шесть гидротермических зон (рис. 30). В основу районирования положен биогеографический принцип: выделение территорий с разной степенью отклонения от оптимальных условий водоснабжения, обеспечивающих при данных тепловых ресурсах высокое плодородие почвы. Оценка оптимальности условий произведена в количественных характеристиках двух типов: 1) показателей степени увлажнения и 2) показателей устойчивости увлажнения.

К первому типу показателей относятся суммы осадков (см. рис. 29), дефициты атмосферных осадков (см. рис. 23, 24), испарение и дефициты испарения (см. 27, 28), дефициты влажности воздуха (см. рис. 19, 22), гидротермические коэффициенты (см. рис. 16, 26) и некоторые другие характеристики.

Второй тип показателей характеризует устойчивость гидротермического режима — вероятность оптимальных условий. В континентальном климате юго-востока Западной Сибири многие региональные особенности природы связаны с различной степенью устойчивости атмосферного увлажнения. Эта сторона метеорологического режима характеризуется величиной среднего абсолютного отклонения гидротермического коэффициента за период V—VI и другими модульными коэффициентами.

В качестве критерия степени оптимальности гидротермических условий в зонах степи и лесостепи нами приняты величины хозяйственного урожая яровой пшеницы, осредненные за 10 и 27 лет (1952—1961 и 1936—1962 гг.). Наивысшие средние районные урожаи на пространстве от Омской области до Алтайского края совпадают с зоной южной лесостепи, имеющей следующие показатели тепло- и влагообеспеченности:

1) 420—350 мм — годовая сумма осадков,
2) —100, —250 мм — годовой дефицит осадков,
3) —50, —125 мм — годовой дефицит суммарного испарения,
4) 1,1—0,9 — гидротермический коэффициент по Г. Т. Селянинову,
5) 0,7—0,9 — коэффициент увлажнения и теплообеспеченности по В. С. Мезенцеву,
6) 0,41—0,36 — величина среднего абсолютного отклонения гидротермического режима в мае — июне.

Соседние зональные территории характеризуются той или иной степенью отклонения от наивысших урожаев и от оптимальных условий водоснабжения и теплообеспеченности (табл. 15). Характерно, что в Кузнецкой котловине наивысшие средние урожаи соответствуют другим гидротермическим условиям.

Территорию южной лесостепи, выделяющуюся наибольшей вероятностью высоких урожаев яровой пшеницы, мы характеризуем как зону с достаточным, но неустойчивым увлажнением, так как в зоне наблюдаются большие отклонения гидротермического режима от нормы.

Другая особенность выделенной нами «оптимальной» зоны заключается в том, что баланс тепла и влаги на подстилающей поверхности не соответствует нормам оптимальной водообеспеченности. В частности,

влажность почвы здесь редко достигает 65% наименьшей полевой влагоемкости. Соответствующие условия увлажнения имеются в соседней зоне — северной лесостепи. Однако многолетний хозяйственный опыт подтверждает, что именно в зоне южной лесостепи имеется комплекс лучших природных условий, обеспечивающий наибольшую вероятность высоких урожаев яровой пшеницы.

Гидротермические зоны пространственно приблизительно соответствуют территории ландшафтных типов климата: зона 1 — опустыненная степь; зона 2 — сухая степь; зона 3 — обычная степь; зона 4 — южная лесостепь; зона 5 — северная лесостепь и подтайга; зона 6 — лесная.

Таблица 15

Гидротермические зоны (рис. 30)

Зона	Тип увлажнения	Годовое колич. осадков, мм	Годовой дефицит осадков, мм[1]	Годовой дефицит суммарного испарения, мм[1]	Коэффициент увлажнения по Мезенцеву[2]	ГТК по Селянинову	Среднее абсолютное отклонение ГТК (V — VI)
1	Весьма скудное увлажнение, устойчивая засушливость	<250	— 600 — 500	< —250	<0,5	<0,6	<0,25
2	Скудное увлажнение, неустойчивая засушливость	250 300	— 500 — 400	— 250 — 200	0,5 0,6	0,6 0,7	0,25 0,30
3	Недостаточное и неустойчивое увлажнение	300 350	— 400 — 200	— 200 — 125	0,6 0,7	0,7 0,9	0,30 0,35
4	Достаточное, но неустойчивое увлажнение	350 400	— 200 — 100	— 125 — 50	0,7 0,9	0,9 1,1	0,35 0,41
5	Избыточное, устойчивое увлажнение	400 500	— 100 + 0	— 50 + 25	0,9 1,0	1,1 1,3	0,42 0,48
6	Весьма избыточное устойчивое увлажнение	>500	>+0	>+25	>1,0	>1,3	>0,49

[1] Годовые дефициты осадков и суммарного испарения рассчитаны И. В. Карнацевичем по методу В. С. Мезенцева. Дефицит испарения характеризует избыток или недостаток теплоресурсов и вычисляется как разность между суммарным испарением и оптимальным испарением при увлажнении почвенного покрова до уровня наименьшей влагоемкости. Последнее составляет 0,793 от испаряемости. По данным И. В. Карнацевича составлены карты рис. 20, 23, 24, 25, 28.

[2] Коэффициент увлажнения и теплообеспеченности по В. С. Мезенцеву представляет собой отношение фактического суммарного испарения к оптимальному испарению.

ФОРМИРОВАНИЕ МЕСТНЫХ КЛИМАТОВ

В материалах к районированию рассмотрены основные качественные и количественные исходные данные о факторах климатообразования. В настоящем разделе приводятся частные примеры внутренней сопряженности процессов радиационных и адвективных с подстилающей поверхностью (и особенно с деятельным слоем), образующих местные климаты.

Климатические комплексы отдельных физико-географических районов локализуются в результате сложного взаимодействия всей суммы условий. При этом главную функцию климатообразования может выполнять любой из компонентов. В равной степени и динамические процессы в приземном слое и характер деятельного слоя, успешно нарушая широтно-зональные закономерности в распределении сумм солнечного тепла, становятся основными причинами обособления местных климатов.

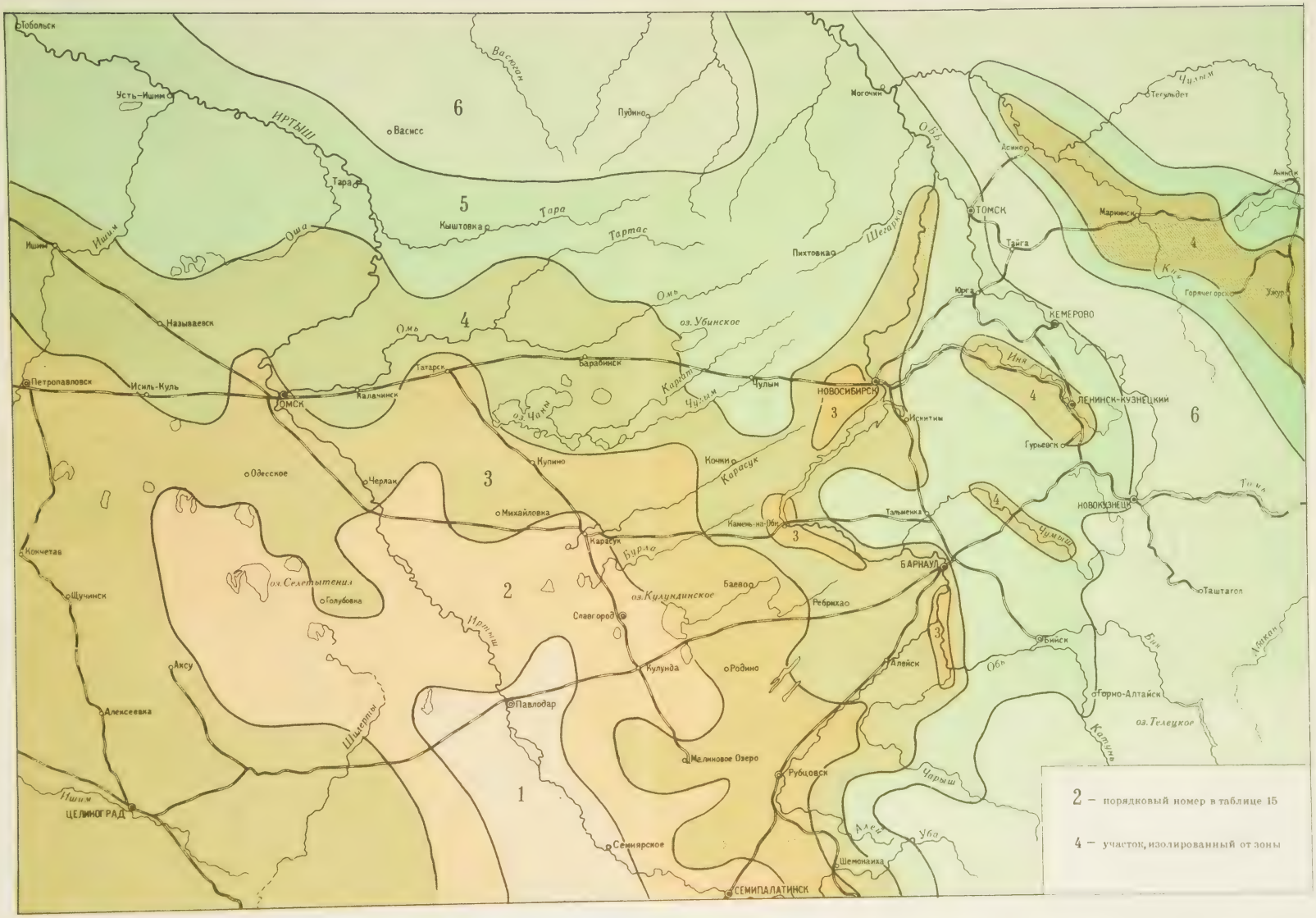


Рис. 30. Гидротермические зоны.

Классификация климатов. На юго-востоке Западной Сибири продолжаются как зональные ландшафты и климаты леса, лесостепи и степи, так и ландшафты и климаты азональной дифференциации: долготные полосы, провинции, округа. Территория в этой связи разделена между тремя провинциями: Обь-Иртышской, Алатау-Саянской, Салаиро-Алтайской, относящимися к Центральной и Приенисейской полосам долготно-зонального расчленения Западной Сибири. Все природно-климатические структуры юго-востока органически связаны с соседними территориями.

При среднемасштабном районировании, дробление зональных и азональных природно-климатических структур произведено еще с большей детализацией. При этом, как и в общей схеме, сохраняется принцип выделения частных природных комплексов и местных климатов на основе зональной дифференциации географической среды. Зональные ландшафты юго-востока лесостепной и степной климатической области подразделяются еще на ряд ступеней ландшафтной классификации: подтайга (березово-осиновые леса), северная и южная лесостепь, колочная и типичная степь, сухая и опустыненная степь (Геоботаническая карта СССР, 1957).

Зональные границы ландшафтов определяются оптимальными условиями тепло- и влагообеспеченности, отражающими закономерное повторение типов метеорологического режима. В этой связи, в соответствии с принципами ландшафтной классификации, климат юго-востока рассматривается в зональном разрезе как чередование *ландшафтных типов* климата в границах соответствующих ступеней ландшафтной классификации. Оптимальные количественные характеристики типов климата приведены в табл. 16.

Таблица 16

Оптимальные характеристики тепло- и влагообеспеченности зональных климатов

Показатели	Подтайга	Лесостепь		Степь		
		северная	южная	колочная и типичная	сухая	опустыненная
Сумма температур выше 10°	1750—1800	1800—1900	1900 –2000	2000—2200	2200—2400	>2400
Дефицит влажности воздуха в июне, *мм*	5,2 — 5,6	5,6 — 6,0	6,0 — 6,7	6,7 — 7,5	7,7 — 9,0	> 9,0
Гидротермический коэффициент (по Селянинову)	1,3 — 1,2	1,2 — 1,0	1,0 — 0,9	0,9 — 0,8	0,8 — 0,6	< 0,6
Коэффициент увлажнения и теплообеспеченности (по Мезенцеву)	1,0 — 0,9	0,9 — 0,8	0,8 — 0,7	0,7 — 0,6	0,6 — 0,5	< 0,5
Годовое количество осадков, *мм*	> 450	450 — 400	400 — 350	350 — 300	300 — 250	< 250

Ландшафтный тип климата — таксономическая единица, характеризующая зональное подразделение ландшафтной оболочки. Во всех других случаях определение «климат ландшафта» мы относим к более элементарным подразделениям географической среды, или в границах физико-географического района или фации. «Ландшафт это сложная система фаций... Ландшафт будучи основной таксономической единицей географической среды в равной степени является категорией систематики природных комплексов и районирования территории» (Сочава, 1962).

Соответственно и климат ландшафта представляет модификацию зонального климата в определенных микроклиматических условиях, или *местный* климат.

К местным климатам мы относим любую азональную модификацию зональных метеорологических условий: климаты провинций, округов, районов и подрайонов. Признаками классификации являются факторы климатообразования и количественные показатели отклонения метеорологического режима от условий зонального климата. Особое место среди местных климатов занимают азональные климаты гор и предгорий, отличающиеся по климатическим характеристикам от соответствующих зональных аналогов.

На рассматриваемой территории выделены несколько типов климата орографического происхождения: климат степи зоны подгорного иссушения; климат степи или лесостепи подветренной зоны (формирующийся в орографической «тени»); климат лесостепи межгорной котловины; климат сухой степи котловины равнины; климаты ненарушенной вертикальной поясности: степи, лесостепи и лесов гор (горные модификации климатов нами не рассматриваются).

Местный климат *провинции* отражает условия взаимодействия меридиональной циркуляции атмосферы с подстилающей поверхностью в одной из трех полос долготно-зональной дифференциации Западной Сибири. Климат провинции характеризует один из участков зонального комплекса погоды и метеорологического режима (азональный вариант климата области). Смежные провинции различаются типами погоды и сезонно-годовыми характеристиками тепло- и влагообеспеченности. Провинции орографических климатов слабо связаны с зональными климатами.

Местный климат *округа* характеризует общие условия трансформации и местной циркуляции атмосферы, свойственные подстилающей поверхности на данном участке ландшафтно-географической зоны (модификации климата леса, лесостепи и степи). Климат соседних округов отличается в любом из сезонов по основным характеристикам метеорологических условий. В округах с климатами орографического происхождения зональные признаки нарушены.

Местный климат *района* возникает на одном из участков ландшафтно-географической подзоны в результате взаимодействия приземной атмосферы с подстилающей поверхностью и *деятельным слоем* в особенности[1]. Признаки местного климата района проявляются в показателях гидротермического режима наиболее заметно в некоторые характерные внутрисезонные периоды, например, в V—VI и в IX—X. Район территориально соответствует одному из первичных природных комплексов. Деление на подрайоны основано на типологии форм взаимодействия деятельного слоя с приземной атмосферой, оцениваемых по гидротермическим характеристикам. Подрайон представляет элементарное подразделение географической среды, совпадающее с типами сельскохозяйственных земель.

Последовательное применение рассмотренных методов районирования к территории юго-востока Западной Сибири позволило произвести типизацию климатов на широкой генетической основе, выявить азональную дифференциацию ландшафтной оболочки и выделить типы местностей, равноценных в природно-хозяйственных целях. Оценка зональных условий в относительных характеристиках тепло- и влагообеспеченности может служить основой сельскохозяйственной бонитировки климата.

---

[1] «Деятельным слоем» А. И. Воейков назвал почвенно-растительный покров.

В табл. 17 и 18 типы климата классифицированы по генезису и характерным признакам, а на рис. 31 показано их географическое размещение. Большая часть территории юго-востока относится к равнинной Обь-Иртышской провинции, состоящей из 5 округов, 24 районов и 84 подрайонов. Провинция является южным участком Средней полосы долготно-зонального расчленения Западной Сибири. С запада граничит Тоболо-Ишимская провинция, являющаяся частью Приуральской долготной полосы.

Из климатов горных структур крайнего юго-востока рассматриваются только равнинные территории предгорий в составе округов: Предгорного Алтайского (29—А), Предгорного Салаирского (29—С), Кузнецкой котловины (30), генетически связанных с Салаиро-Алтайской горной провинцией, и подгорные районы Причулымья в составе Томь-Чулымского округа (33), относящиеся по генезису также к горным климатам Алатау-Саянской провинции. В округах горных провинций выделено 12 районов и 35 подрайонов. В целом рассматриваемая территория отнесена к трем провинциям, состоящим из 12 округов, 36 районов и 119 подрайонов.

В типологии местных климатов прежде всего различаются климаты зональные и азональные. В схеме районирования (табл. 18) это различие отмечается словом «зональный», а для азональных климатов эта характеристика отсутствует.

Мы различаем также климаты «подгорного иссушения», связанные с динамическими процессами в предгорьях при резких изменениях высот, характеризующимися большими градиентами в гидротермических условиях, и климаты «подветренного иссушения», образующиеся на более пологих склонах возвышенности. Выделен также климат котловины низменности в отличие от котловины возвышенности, климаты в центре котловины и на ее склонах.

Выявилась необходимость различать в климате предгорий особенности метеорологического режима «нарушенной вертикальной поясности», как это наблюдается в Рубцовской и Алейской степях, в отличие от закономерных изменений климата при «ненарушенной вертикальной поясности» в других случаях, причем последняя разновидность местных климатов имеет еще модификации по градиентам осадков: с малыми градиентами и большими градиентами.

Требует пояснения разновидность, названная нами климатом «условного рельефа». Введение такого понятия вызвано тем, что на равнине в междуречье Оби и Томи и в Причулымье наблюдается такое распределение осадков, как будто бы хребет Кузнецкий Алатау простирается на север до устья Чулыма. Содержание понятия об условном рельефе в дальнейшем раскрывается подробнее. С подстилающей поверхностью связаны местные климаты «локальной фронтальной активности», выделенные в Томской тайге, в Причанье и в Бие-Катунском междуречье.

В котловинах юго-востока выявляется несколько типов метеорологического режима, возникших под влиянием постоянно повторяющихся динамических процессов в приземной атмосфере. Динамические факторы адвекции дополняются климатообразующими свойствами деятельного слоя.

Размещение средних гидротермических условий вдоль осевой линии Барабинско-Кулундинской котловины обусловливается значительной вероятностью ветров западного сектора. Особенно при ветрах западных и юго-западных волновые возмущения над окраинными возвышенностями, распространяются над котловинами в виде нескольких зон опускания и

Таблица 17

Ландшафтно-географическая типология климатов юго-востока Западно-Сибирской равнины

Зональные климаты		Азональные климаты	
		разновидности местных климатов по их генезису	
зонально-ландшафтная характеристика	радиационно-динамическая характеристика	в зависимости от морфологии подстилающей поверхности	в зависимости от характера деятельного слоя
1	2	3	4
Область климата лесостепи и степи Ландшафтные типы климата Климат подтайги Климат северной лесостепи Климат южной лесостепи Климат колочной степи Климат типичной степи Климат сухой степи Климат опустыненной степи	Южносибирский тип комплекса погоды и метеорологического режима Среднеазиатский тип комплекса погоды и метеорологического режима	*Внутриландшафтная азональность равнин* Климат возвышенности Климат в динамическом центре котловины Климат склонов: а) подветренного «иссушения» б) наветренного «увлажнения» Климат локальной фронтальной активности Климат условного рельефа *Вертикальная поясность горных стран* Климат ненарушенной вертикальной поясности: а) с малыми градиентами осадков б) с большими градиентами осадков Климат нарушенной вертикальной поясности Климат подгорного «иссушения» Климат межгорной котловины	*Внутриландшафтная азональность под влиянием различий в шероховатости и альбедо* Климат интенсивной турбулентности в приземной атмосфере: а) при резком изменении альбедо и величины шероховатости с образованием зоны разграничения между соседними территориями с различной интенсивностью конвективных явлений (интразональный бор, приборовая и боровая зоны) б) при чередовании меняющихся условий альбедо и шероховатости с образованием рассеянных конвективных осадков (колочная степь, озерно-степной ландшафт) Климаты слабой турбулентности в приземной атмосфере: а) при малых изменениях альбедо и шероховатости (безлесная степь, пашня) б) при однородном альбедо и шероховатости (акватория озер и водохранилищ) *Внутриландшафтная азональность под влиянием водно-физических свойств почв:* а) климаты солонцовых массивов с малой динамичностью почвенной влаги с преобладанием зональных признаков б) климат вторичных степей на луговых почвах с большой динамичностью почвенной влаги в) климат вторичной степи на солонцах с малой динамичностью почвенной влаги *Внутриландшафтная азональность в зависимости от устойчивости стратификации приземной атмосферы:* а) климат при конвективно-неустойчивом состоянии б) климат при конвективно-устойчивом состоянии

Таблица 18

Климатическое районирование юго-востока Западно-Сибирской равнины (к рис. 31) (Обь-Иртышская провинция и равнины горных провинций)

	Номер на схеме	Район	Номер на схеме	Подрайон	Номер на схеме	Ландшафтно-географический тип климата
1	2	3	4	5	6	7
Провинция: Обь-Иртышская		Южный левобережный	1			Климат опустыненной степи в котловине низменности на склонах подветренного «иссушения»
Округ Прииртышская равнина	27	Центральный левобережный	2	Шидертинский Краснокутский	2—*1* 2—*2*	Климат сухой степи в котловине низменности на склонах подветренного «иссушения»
		Подгорный Казахстанский	3	Селетинский Кокчетавский	3—*1* 3—*2*	
Округ Кулундинский	28	Южная Кулунда	4	Павлодарское плато Озерно-боровой Бельагачская равнина	4—*1* 4—*2* 4—*3*	
		Западная часть Центральной Кулунды	5	Щербактинский Успенский Качирский	5—*1* 5—*2* 5—*3*	Климат сухой степи в динамическом центре котловины низменности
		Восточная часть Центральной Кулунды	6	Ключевской Кулундинский Славгородский	6—*1* 6—*2* 6—*3*	
				Кучук-Кулундинский Суетский	6—*4* 6—*5*	Климат типичной безлесной степи в котловине низменности на склонах наветренного «увлажнения»
				Баевский Верхне-Кулундинский Юго-запад Приобского плато	6—*6* 6—*7* 6—*8*	Климат колочной степи в котловине низменности на склонах наветренного «увлажнения»
		Западная часть Северной Кулунды	7	Рощинский Солено-озерный Курумбельская степь	7—*1* 7—*2* 7—*3*	Зональный климат солонцовой типичной и колочной степи
		Восточная часть Северной Кулунды		Бурлинский Карасукско-Баганский	8—*1* 8—*2*	Климат солонцовой вторичной степи с малой динамичностью почвенной влаги, формирующийся в динамическом центре котловины

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5	6	7
				Купинский	8—*3*	Климат вторичной степи на луговых почвах с большой динамичностью почвенной влаги
			8	Баганский	8—*4*	Климат солонцовой вторичной степи с малой динамичностью почвенной влаги
				Копкульский	8—*5*	Климат вторичной степи на луговых почвах с большой динамичностью почвенной влаги
				Краснозерский	8—*6*	Климат солонцовой вторичной степи с малой динамичностью почвенной влаги
				Хабарский	8—*7*	
Округ Омская степь	26	Северо-Казахстанский	9	Уленкаройский	9—*1*	Зональный климат типичной степи
				Железинский	9—*2*	
				Русско-Полянский	9—*3*	
		Исиль-Кульский	10	Полтавский	10—*1*	Зональный климат колочной степи
				Исиль-Кульский	10—*2*	
		Омский	11	Таврический	11—*1*	Зональный климат типичной степи
				Павлоградский	11—*2*	
				Одесский	11—*3*	Зональный климат колочной степи
				Марьяновский	11—*4*	
				Ольгинский	11—*5*	
Округ Омская лесостепь	20	Ишимо-Иртышская лесостепь	12	Саргатский	12—*1*	Зональный климат южной лесостепи
				Тюкалинский	12—*2*	Климат солонцовых массивов с преобладанием зональных признаков южной лесостепи
				Называевский	12—*3*	
		Оша-Салтаимская лесостепь	13	Большеречен-ский	13—*1*	Зональный климат северной лесостепи
				Колосовский	13—*2*	
				Салтаимский	13—*3*	
		Тарский север	14	Тарский	14—*1*	Зональный климат подтайги
				Большеукский	14—*2*	
				Приишимский	14—*3*	
Округ Барабинский	21	Северо-Барабинский	15	Нижне-Тарский	15—*1*	Зональный климат подтайги на склонах котловины низменности
				Кыштовский	15—*2*	
				Верхне-Тартасский	15—*3*	
				Верхне-Каргатский	15—*4*	
		Западно-Барабинский	16	Татарский	16—*1*	Зональный климат южной лесостепи
				Нижне-Омский	16—*2*	

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5	6	7
				Еланский	16—*3*	Зональный климат северной лесостепи
				Прииртышские увалы	16—*4*	
		Центрально-Барабинский	17	Омь-Чановский	17—*1*	Зональный климат южной лесостепи
				Чановский	17—*2*	Климат локальной фронтальной активности в зоне южной лесостепи
				Венгеровский	17—*3*	Зональный климат северной лесостепи
				Барабинский	17—*4*	
		Восточно-Барабинский	18	Доволенский	18—*1*	Климат солонцовых массивов с преобладанием зональных признаков южной лесостепи
				Убинский	18—*2*	
				Каргатский	18—*3*	Климат солонцовых массивов с преобладанием зональных признаков северной лесостепи
		Обь-Шегарский	19	Усть-Чулымский	19—*1*	Климат подтайги в зоне подветренного «иссушения»
				Усть-Шегарский	19—*2*	
				Усть-Вьюнский	19—*3*	Климат соснового бора в зоне интенсивной турбулентности перед условным рельефом
				Томь-Обское междуречье	19—*4*	
		Чулымо-Карасукские увалы Приобского плато (Северная часть Левобережья)	20	Карасукский увал	20—*1*	Климат солонцовой южной лесостепи на наветренных склонах
				Колывано-Ордынский (придолинная полоса)	20—*2*	Климат южной лесостепи в зоне подветренного «иссушения»
				Чулымская возвышенная равнина	20—*3*	Климат северной лесостепи на возвышенности
		Каменско-Барнаульские увалы Приобского плато (Центральная часть Левобережья)	21	Верхне-Кулундинский	21—*1*	Климат южной лесостепи в котловине низменности на склонах наветренного «увлажнения»
				Каменско-Барнаульская береговая полоса	21—*2*	Климат колочной степи в зоне подветренного «иссушения»
Округ Приобский	22			Бурлинско-Кулундинское междуречье (Каменский увал)	21—*3*	Климат южной лесостепи на возвышенности
				Касмалинско-Барнаульский	21—*4*	
		Бийско-Чумышский	22	Восточный склон Бийско-Чумышской возвышенности	22—*1*	Климат лесостепи в зоне подветренного «иссушения»
				Барнаульский	22—*2*	Климат лесостепи на наветренных склонах

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5	6	7
				Камышинский увал	22—*3*	Климат лесостепи на возвышенности
				Бийский	22—*4*	Климат лесостепи на наветренных склонах
				Яминско-Харабинское плато	22—*5*	Климат лесостепи на возвышенности
		Сузунско-Черепановские увалы Приобского плато (Центральная часть Правобережья)	23	Причумышский подборовой	23—*1*	Климат подборового «иссушения»
				Черепановская равнина	23—*2*	Климат лесостепи в котловине возвышенности
				Искитимская степь	23—*3*	Климат лесостепи на возвышенности
				Сузунско-Мильтюшинское плато	23—*4*	
		Обские террасы и уступы Приобского плато	24	Колыванский бор		Климат конвективной неустойчивости азональных лесных массивов
				Бердский бор		
				Чингисский бор		
				Сузунский бор	24—*1*	
				Боровлянский бор	24—*2*	
Провинция Салаиро-Алтайская		Северо-западные предгорья Алтая	25	Курьинский	25—*1*	Климат степи и лесостепи ненарушенной вертикальной поясности с малыми градиентами в увлажнении
				Краснощековский	25—*2*	
				Верхне-Алейский	25—*3*	
		Рубцовская степь	26	Рубцовский	26—*1*	Климат степи зоны подгорного «иссушения»
				Поспелихинский	26—*2*	
Округ Предгорный Алтайский	29—А	Алейская степь	27	Усть-Чарышский	27—*1*	
				Алейский	27—*2*	
				Белоглазовский	27—*3*	
		Северные подгорные равнины Алтая	28	Подгорный Ануйский	28—*1*	Климат лесостепи ненарушенной вертикальной поясности с большими градиентами в увлажнении
				Подгорный Катунский	28—*2*	
				Бие-Катунский	28—*3*	Климат подтайги при локальной фронтальной активности
Округ Предгорный Салаирский	29—С	Причумышский	29			Климат лесостепи предгорий ненарушенной вертикальной поясности
		Иня-Бердский	30	Изылинская котловина	30—*1*	Климат лесостепи предгорий в зоне подветренного «иссушения»
				Буготакский	30—*2*	Климат подтайги предгорий ненарушенной вертикальной поясности
				Бердский	30—*3*	
		Сокурский	31	Тогучинский	31—*1*	Климат лесостепи предгорий ненарушенной вертикальной поясности
				Болотнинский	31—*2*	
				Мошковский	31—*3*	

Окончание табл. 18

1	2	3	4	5	6	7
Округ Кузнецкая котловина	30	Южная часть Кузнецкой котловины	32	Караканский	32—*1*	Климат степи в динамическом центре межгорной котловины
				Новокузнецкий	32—*2*	Климат лесостепи в зоне подветренного «иссушения»
		Северная часть Кузнецкой котловины	33	Придолинный между устьями рек Тайдон и Ускат	32—*3*	Климат подтайги предгорий с ненарушенной вертикальной поясностью и большими градиентами в сумме осадков
				Томь-Кондомский	32—*4*	
				Верхне-Инской	33—*1*	Климат степи в зоне подгорного «иссушения»
				Придолинный на участке Юрга-Крапивино	33—*2*	Климат подветренного «иссушения» за возвышенным водоразделом. Лесостепной тип
				Томь-Инской водораздел 1) Участок	33—*3*	Климат лесостепи на возвышенном водоразделе
				Топки-Тарадановский увал 2) Участок Юрга-Топки	33—*4*	
Округ Горный Салаирский	31					
Округ Горный Алтайский	32					
Провинция Алатау-Саянская		Томский	34	Нижне-Чулымский	34—*1*	Климат подтайги в зоне локальной фронтальной активности
				Юксинский водораздел	34—*2*	
				Тайгинский	34—*3*	
		Мариинский	35	Чебулинская степь	35—*1*	Климат южной лесостепи в зоне подгорного «иссушения»
				Зыряновское Причулымье	35—*2*	Климат северной лесостепи и подтайги в зоне подветренного «иссушения» условного рельефа
				Зачулымский	35—*3*	
Округ Томь-Чулымский	33	Тяжинский	36	Тисульская степь	36—*1*	Климат южной лесостепи в зоне подгорного «иссушения»
				Тяжин-Итатское плато	36—*2*	Климат северной лесостепи и подтайги в зоне подветренного «иссушения» условного рельефа
				Причетье	36—*3*	
		Ачинский	37	Ачинская лесостепь и степь	37—*1*	Климат луговой степи в зоне подгорного «иссушения»
					37—*2*	Климат лесостепи в зоне подветренного «иссушения»

поднятия воздуха. Наибольший метеорологический эффект обнаруживается в зоне скатывания воздуха по подветренным склонам котловины и в зоне опускания воздуха над дном котловины — приблизительно в ее орографическом центре (см. рис. 3).

При ветрах, перпендикулярных к длинной оси котловины, параллельно ей возникает полоса засушливости — динамическая ось котловины. Ее образование связано с нисходящими потоками воздуха, возмущенного окраинными возвышенностями Казахского низкогорья. Вероятность указанных явлений достаточно велика, чтобы оказать влияние на формирование среднего метеорологического режима: распределения осадков (см. рис. 29), дефицита влажности воздуха (см. рис. 19), испаряемости (см. рис. 20) и других элементов. В динамическом центре котловины наблюдается повторение наибольших скоростей ветра (Абрамович, 1960). Особенности местного климата в зоне нисходящих потоков отражаются на формировании соответствующего типа деятельного слоя: сухих и опустыненных степей, сильно осолонцованных почв, котловинного солено-озерного ландшафта и т. д. В этой связи в нашей типологии различается, кроме климата подветренного и «иссушения», и климат динамического центра котловины.

Климатические округа и районы

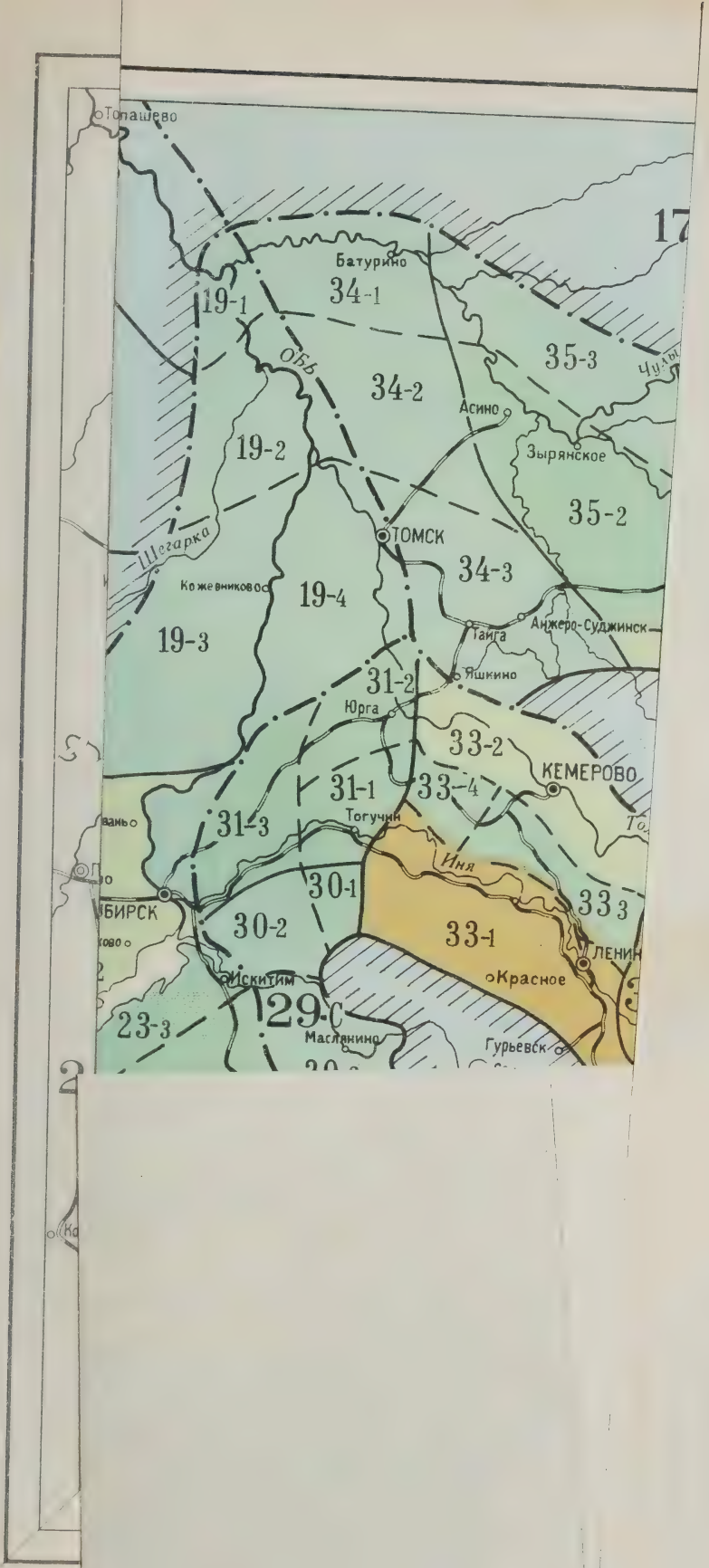
ЛЕСОСТЕПЬ

Анализ условий формирования местных климатов нами строится на принципе выявления причин, нарушающих географическую зональность. Ландшафтно-климатическая типология и оптимальный метеорологический режим зональных климатов приведены в табл. 3 и 16. Из трех основных ландшафтных типов климата: леса, лесостепи и степи, мы рассмотрим только два последних.

С учетом природных различий в климате лесостепи выделены округа: Омская лесостепь (20 на рис. 31), Барабинский (21), Приобский (22), Кузнецкая котловина (30), Томь-Чулымский (33). Модифицированные признаки климата лесостепи проявляются также в округах, относящихся к горным провинциям: Предгорном Алтайском (29—А) и Предгорном Салаирском (29—С). Оптимальный гидротермический режим климата лесостепи характеризуется следующими примерными пределами: 1750—2000° сумм температур выше 10°; 5,2—6,7 мм дефицита влажности воздуха в июне; 0,+300 мм годового дефицита атмосферных осадков; 1,3—0,9 гидротермического коэффициента по Селянинову; 1,0—0,7 коэффициента увлажнения по Мезенцеву (см. табл. 16). Отклонения от оптимальных условий характерны для климата лесостепи и предгорных округов[1]. Границы климата лесостепи уточнены по картам геоботанического районирования (Куминова, 1950, 1960, 1963; Лапшина, 1950 и др.; Вандакурова, 1950 и др.; Крылов, 1953, 1962; Кузьмина, 1953; Александрова и др., 1958, Геоботаническая карта СССР, 1957).

Зональный оптимальный метеорологический режим климата лесостепи количественно и качественно изменяется над комплексами физико-географических фаций соответствующих ландшафтам подтаежной, северной и южной лесостепи (см. табл. 3). Деятельный слой каждого комплекса является важной причиной консервации свойств зонального климата. Однако зональные количественные характеристики гидротермических условий являются только примерными ориентирами простран-

[1] В табл. 24 приведены количественные гидротермические характеристики районов.



Топашево
17
Батурино
34-1
19-1
Обь
34-2
35-3
Асино
Зырянское
19-2
35-2
Шегарка
ТОМСК
34-3
Кожевниково
19-4
Анжеро-Суджинск
Тайга
19-3
Яшкино
31-2
Юрга
33-2
КЕМЕРОВО
31-1
33-4
Тогучин
31-3
Иня
30-1
33 3
БИРСК
30-2
33-1
ЛЕНИН
Искитим
Красное
29-С
23-3
Маслянино
Гурьевск

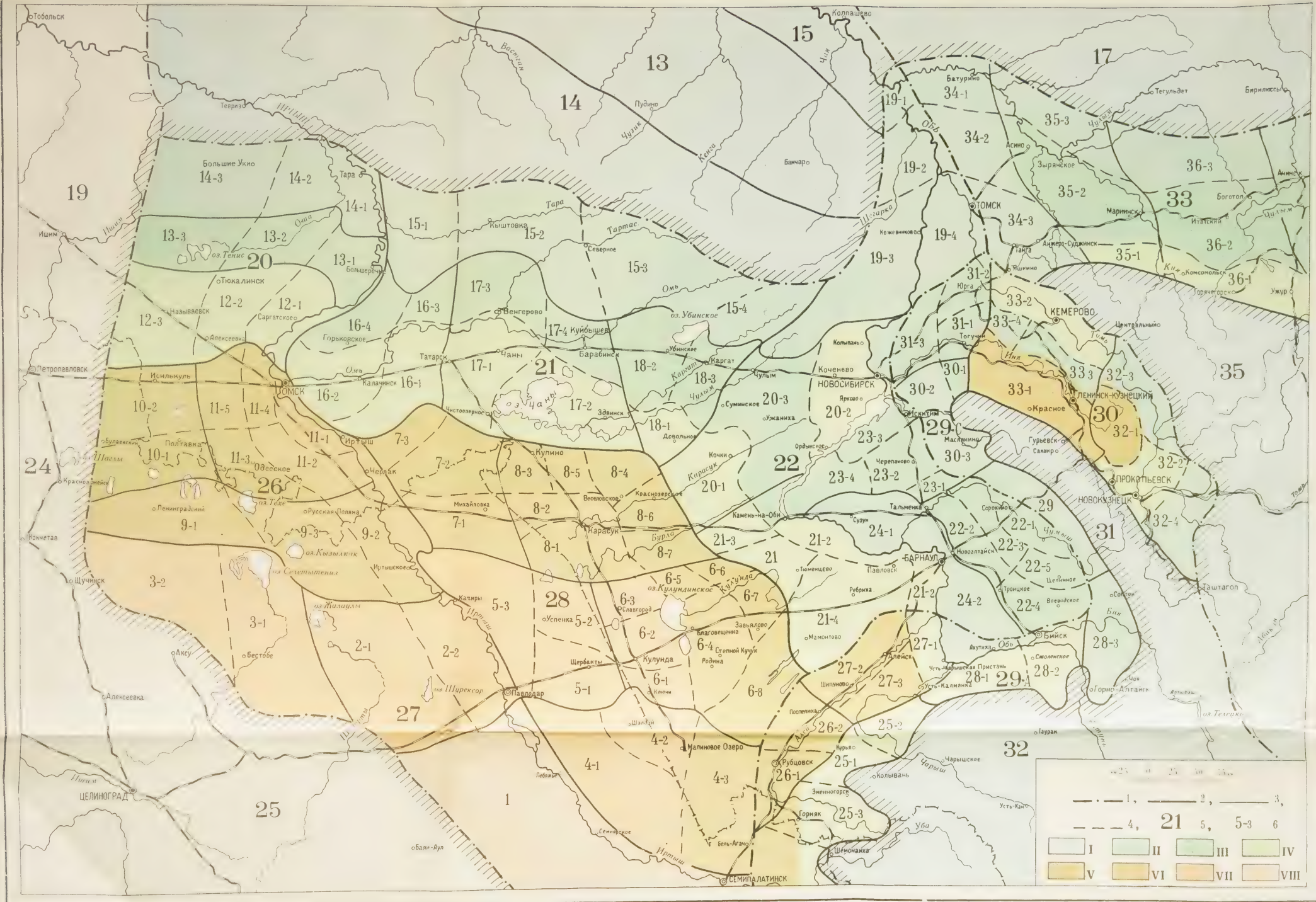


Рис. 31. Природно-климатическое районирование юго-востока Западно-Сибирской равнины.

Границы климатических провинций (1); округов (2); районов (3); и подрайонов (4). Номера округов (21); районов и подрайонов (5–3) в таблице 18. Ландшафтные типы климата: I – тайги; II – подтайги и сосновых боров Приобья; III – северной лесостепи; IV – южной лесостепи; V – колочной степи; VI – типичной степи; VII – сухой степи; VIII – опустыненной степи.

ственного положения границ, так как внутри зоны рисунок изолиний оптимальных условий зависит от многих азональных причин: литологии, морфологии, условий поверхностного стока, динамических процессов в приземной атмосфере, деятельного слоя и проч. Особенно динамичен метеорологический режим на пространстве северной и южной лесостепи.

Под влиянием изменяющихся природно-климатических условий нарушается строгая линейность зональных границ и ленты зональных ландшафтных типов климата причудливо изгибаются. Особенно в Прииртышье и в Приобье, где соседние климаты южной и северной тайги, распространяясь в противоположных направлениях, образуют азональное чередование местных климатов. Поскольку зональные климатические нормы повсюду нарушены, также и зональные типы почвенно-растительного покрова представлены только отдельными участками среди азональных комплексов.

Зональными формациями для южной лесостепи Барабинской низменности нужно считать луговые степи, остепненные луга, развивающиеся на тучных и отчасти на обыкновенных черноземах (Куминова, 1963). Наиболее типичные зональные ландшафты южной лесостепи выражены только в двух участках: в Прииртышье и в Приобье. В первом случае имеется в виду побережье Иртыша в излучине около Омска (район 12—*1*) и участок Западной Барабы вдоль нижнего течения р. Омь (районы 16—*1*, 16—*2*). Здесь распространены остепненные луга и хорошо развитые березово-осиновые рощи на слабоосолонцованных черноземах в комплексе с луговыми почвами. Свойства деятельного слоя создают оптимальные гидротермические условия, характерные для климата южной лесостепи.

Другой участок южной лесостепи с аналогичными характеристиками местного климата занимает левобережье Оби на пространстве от Алейской степи на юге до Колыванского бора на севере. Северный участок Приобской лесостепи (20—*2*) с запада отделен от зональных ландшафтов южной лесостепи луговыми формациями северной лесостепи, опускающимися на юг по Чулымской возвышенной равнине (20—*3*). На юг продолжается полоса обособленной лесостепи вдоль левобережья Оби.

Таким образом, на западных склонах Приобского плато формируется климат наветренного увлажнения, а на восточных склонах — климат подветренного «иссушения».

На схемах геоботанического районирования левобережья лесостепь, расположенная на восточных склонах Приобского плато выделяется или как округ, или как подпровинция лесостепи (Вандакурова, 1950, 1957; Куминова, Вагина, Лапшина, 1963). Степистость ландшафтов левобережья больше связана с морфологическими и динамическими факторами, однако и деятельный слой оказывает в этом большое влияние. Среди черноземов лесостепи черноземные почвы Прииртышья и Приобья выделяются как более легкие и менее солонцеватые с хорошей гигроскопичностью и водопроницаемостью по всему горизонту (Горшенин, 1939, 1955). Как следствие комплексного воздействия физико-географических условий возникает метеорологическая обособленность левобережья Оби, проявляющаяся на многих характеристиках (см. рис. 12, 13, 16, 17, 18 и др.).

Остальная территория северной и южной лесостепи Барабы и Ишимо-Иртышского междуречья также состоит из чередования зональных и азональных местных климатов. Их формирование происходит под значительным влиянием деятельного слоя: массивов осолонцованных или лугово-черноземных почв и соответствующих формаций растительного покрова.

Расчленение зонального климата на отдельные участки с местным климатом обнаруживается многими метеорологическими характеристиками, но особенно отчетливо выступают особенности местных климатов на величинах изменчивости гидротермического режима. На рис. 8 проведены изолинии средних абсолютных отклонений коэффициента увлажнения за май — июнь (отношение сумм осадков к суммам температур, рассчитанных по способу Селянинова). Данная схема показывает условия влагообеспеченности на первом этапе развития сельскохозяйственных культур, но в то же время ею фиксируется в целом картина размещения по территории микроклиматических условий.

Проследим ход изолинии отклонения, равного 0,40, свойственного климату лесостепи. Изолинией 0,40 оконтуривается распространение больших массивов более однородных типов деятельного слоя и чередование местных климатов, возникающих под комплексным влиянием физико-географических условий и деятельного слоя в том числе. В частности, отчленяются климаты: Ишимо-Иртышского водораздела, левобережного Прииртышья, Центральной и Восточной Барабы. В Приобье выделяются климаты левобережья и правобережья и далее к востоку столь же явственно ограничиваются Кузнецкая котловина, Томь-Чумышское междуречье и Причулымье. Более того, в центре Барабинской котловины обособлен солонцово-лесной комплекс — Кирзинского заповедника с большой величиной отклонения в увлажнении (0,41), а на Приобском плато в районе ж.-д. станции Чулым, внутри северной лесостепи, обособился местный климат галофитно-луговой степи. В каждом случае имеются связи между величиной отклонения коэффициента увлажнения, деятельным слоем с гидротермическим режимом.

Омская лесостепь (20 округ) по зонально-ландшафтным климатическим признакам делится на три района (12, 13, 14), и по азональным особенностям метеорологического режима климаты районов разделены на подрайоны. Нумерация подрайонов от 1 и более показывает относительное для данного района увеличение сумм годового увлажнения. Например, Саргатский подрайон (12—*1*) увлажнен менее, чем Тюкалинский (12—*2*).

Оптимальные условия тепло- и влагообеспеченности формируются в широтно-зональном радиационном и синоптико-метеорологическом режимах. В этой связи здесь применена зональная типология местных климатов, отражающая взаимодействие зональных радиационно-циркуляционных факторов с деятельным слоем (см. табл. 18). Черты азональности привносятся массивом солонцовых почв на Ишимо-Иртышском водоразделе. В этой связи Называевский подрайон характеризован как климат солонцовых массивов с преобладанием зональных признаков южной лесостепи.

Граница Омской лесостепи на западе выявляется провинциальной обособленностью метеорологического режима от соседней Тоболо-Ишимской провинции (Слядцев, 1964). На востоке граница по Иртышу возникает под влиянием подстилающей поверхности: придолинного понижения по Иртышу, прииртышских увалов и различий в характере деятельного слоя с соседней Барабой. Ряд метеорологических характеристик подтверждает климатическую обособленность от Барабы: суммы температур ниже —10°, продолжительность безморозного периода, география снежного покрова, дефициты в атмосферном увлажнении, дефициты влажности воздуха, величины абсолютных отклонений от оптимальных условий и проч.

Индивидуальные черты метеорологического режима Омской лесостепи, отличающие ее от Барабы, образуются в процессах циркуляции

и трансформации воздушных масс. Как ранее сообщалось, вероятность распространения воздуха с южной составляющей прогрессирует к востоку. И один из рубежей между территориями с большей или меньшей вероятностью северных вторжений проходит по Иртышской долине и ее увалам. Не менее значительны отличия в климатообразовании в условиях застоя и своеобразия процессов трансформации воздуха, которыми отличается Барабинская котловина.

Зональные гидротермические условия в Омской лесостепи резко нарушаются над солонцовыми комплексами физико-географических фаций. Массив крайне осолонцованных почв распространен между Ишимом и Иртышом вдоль линии ж. д. Омск — Ишим. В этом направлении сменяются несколько формаций растительного покрова: остепненных лугов, сырых лугов и болот, высокоствольных березовых рощ и проч. Но повсюду общим микроклиматическим фоном остаются водные свойства осолонцованного почвенного покрова, определяющие структуру теплового и водного балансов деятельного слоя (см. рис. 18, 19, 20, 21, 30 и др.). По ступенькам рельефа от Иртыша к Ишиму утяжеляется механический состав почв, возрастают солонцеватость и залесенность местности и, соответственно изменяется сумма микроклиматических условий. В этой связи климат южной лесостепи делится на местные климаты (12—*1*, 12—*2*, 12—*3*).

Барабинская лесостепь (округ 21) занимает котловину в междуречье Иртыша и Оби, климатически обособленную от соседних по зоне округов во всех сезонах года. В широтно-зональном простирании Барабинская лесостепь подразделяется на три ландшафтные типа климата: подтайги, северной лесостепи и южной лесостепи. Подтайга (Северная Бараба) с ландшафтами лугов и березово-осиновых лесов выделена в отдельный район (15), состоящий из 4 подрайонов. Остальная территория Барабинской северной и южной лесостепи разделена по условиям тепло- и влагообеспеченности на азональные участки с местными климатами: Западной Барабы (16), Центральной Барабы (17) и Восточной Барабы (18). В каждом районе выделены местные климаты подрайонов: относящиеся к северной лесостепи (16—*4*, 16—*3*, 17—*3*, 17—*4*, 18—*2*, 18—*3*) и к южной лесостепи (16—*2*, 16—*1*, 17—*1*, 17—*2*, 18—*1*).

В типологии местных климатов, в соответствии с их генезисом, сочетаются зональные и азональные характеристики, свойственные котловине низменности. Азональная типология применена к Чановскому подрайону (17—*2*) с климатом локальной фронтальной активности и к территории Восточной Барабы, где проявляется влияние деятельного слоя — массива солонцовых почв.

В Центральной и Восточной Барабе между Причаньем и Приобским плато находится другой сплошной массив осолонцованных почв (17—*2*, 18, 20—*1*). Здесь, по определению К. П. Горшенина (1955), распространен сложный многотиповой комплекс почв южной лесостепи: черноземов в разной степени осолонцевания, солонцов, солодей, подзолов и т. д. Столь же разнообразен и растительный покров, в котором сочетаются солонцеватые степи, луга остепненные и сырые, займища, озера, сырые колки и высокоствольные березовые рощи. Под водой и болотами занято свыше 30% площади, или значительно больше, чем где-либо в лесостепи (Кузьмина, 1953; Лапшина, 1963).

Сложный комплекс физико-географических фаций активно участвует в формировании признаков весьма своеобразного местного — «барабинского климата»: неустойчивого по гидротермическому режиму — сырого во влажные годы, засушливого при засухе и наиболее континентального из всех окружающих местных климатов.

По солонцам и солонцеватым почвам степные формы продвигаются в зону луговых степей, где встречаются с формациями северной лесостепи (Куминова, 1963). Таким образом, в южной лесостепи имеются сочетания микроклиматических условий, свойственных разным географическим зонам. В частности, такое сочетание наблюдается между Иртышом и озером Чаны, где по Сумы-Чебаклинской озерно-солонцовой впадине с юга заходит сухостепной комплекс, а навстречу ему вдоль западных берегов озера Чаны опускается луговой комплекс северной лесостепи. Столь же контрастно соседство степных формаций с луговыми на солонцовых комплексах по Чулымо-Карасукскому междуречью в Восточной Барабе, в Омской лесостепи в районе ж.-д. станции Любинской и в других местах.

На фоне сложного чередования зональных и азональных местных климатов Барабинской лесостепи выявляются три крупных разноклиматических участка: западный, центральный и восточный (16, 17, 18). Основные причины их обособления возникают в процессах волновой деформации воздушного потока над котловинным рельефом Барабы. В центральной части котловины проявляются процессы, свойственные динамическому центру впадины: опускание верхних слоев воздуха, возмущенного над Приишимьем, Казахским низкогорьем или над Прииртышскими увалами. Засушливость, обусловливаемая этими явлениями, особенно проявляется к северо-западу от озера Чаны и в районе населенных пунктов Татарска — Венгерово — Чаны.

Окраины котловины — восточная и западная Бараба — могут получать осадки при подъеме воздуха на наветренных склонах, причем в западной Барабе эти возможности менее вероятны, но все же они не исключены и проявляются, в первую очередь, при внутримассовых осадках.

Другие причины климатической обособленности трех районов Барабы заключаются в разных условиях трансформации воздуха. В центре низкие температуры воздуха весной наблюдаются чаще, чем по окраинам, и снежный покров сходит медленнее. Зато осенью центральная часть котловины более теплая, а район ранних осенних заморозков смещен западнее озера Чаны (Татарск-Калачинск).

В восточной Барабе формируется местный климат наветренного увлажнения, увеличивается количество осадков, и в этой связи происходит смещение зональных ландшафтных типов климата. Климат тайги здесь соседствует с климатом южной лесостепи на восточных склонах. Причина образования более прохладного и увлажненного климата восточной Барабы заключается также в большей вероятности вторжений холодного воздуха в Приобье. Климатообразующие воздействия циркуляции дополняют местные микроклиматические условия, создаваемые деятельным слоем.

В результате сопряженного взаимодействия климатообразующих факторов Центральная Бараба отделяется от окраинных территорий обособленным гидротермическим режимом: наибольшей континентальностью климата, наибольшей продолжительностью безморозного периода, малоснежными зимами, наибольшими дефицитами атмосферных осадков, большими величинами отклонений гидротермического режима от нормы и т. д. В статьях в данном сборнике (о засухе, о запасах воды в снеге) имеются дополнительные данные к районированию Барабы.

Приобский округ (22) объединяет местные климаты, формирующиеся в условиях повышенного и расчлененного рельефа, сочетающего элементы орографии Приобского плато, придолинные понижения и предсалаирские возвышенности на пространстве от горного климата Алтая до зонального климата тайги на севере. Объединение пространства со

значительным меридиональным простиранием объясняется общностью циркуляционно-динамических процессов в атмосфере на территории Приобского округа: во-первых, процессами устойчивого переноса воздуха с северной составляющей вдоль Алтая и Салаира: во-вторых, турбулентными явлениями при переваливании потоков воздуха через орографические линии меридионального простирания возвышенностей и впадин Приобья и Предсалаирья.

Округ состоит из местных климатов 6 районов и 17 подрайонов. Типология климатов полностью азональная. В соответствии с нашей классификацией выделены климаты в зоне подветренного «иссушения», протянувшиеся полосой по левобережью Оби (19—*1*, 19—*2*, 19—*3*, 20—*2*, 21—*2*, 27—*1*); климаты возвышенностей и их наветренных склонов; климаты конвективной неустойчивости интразональных боров и т. д. Кроме того, обособляется климат придолинный и Обского водохранилища. Лесостепь здесь представлена многими модификациями от подтайги до остепненных лугов.

Обь-Шегарский лесостепной климатический район (19) распространяется далеко на север по обоим берегам Оби и заходит в зону климата тайги. Гидротермические условия, свойственные лесостепному климату создаются здесь в результате динамического прогревания и иссушения воздуха, опускающегося с Васюганских возвышенностей. По этой причине придолинная полоса отличается повышенной температурой воздуха и неестественно большими дефицитами в увлажнении. В рассматриваемом районе зональность гидротермического режима искажена. Так, по склонам Васюганской водораздельной возвышенности дефициты в атмосферных осадках возрастают к северу, а по долине Оби на участке Кожевниково—Брагино обособляется район с наименьшим увлажнением. В Томь-Обском междуречье (19—*4*), где распространен сухой сосновый бор, по нашему мнению, осадков выпадает мало в связи с положением территории в полосе интенсивной турбулентности перед условным рельефом проекции Кузнецкого Алатау.

Южнее Колыванского бора климат лесостепи распространяется по Чулымо-Карасукским увалам Приобского плато (20), проявляясь в нескольких типах местных климатов: наветренных и подветренных склонов и климата возвышенности. В Колывано-Ордынском подрайоне (20—*2*) продолжается полоса придолинных климатов подветренного «иссушения», в условиях которых ландшафты южной лесостепи проникают к северу, а по наветренным склонам плато и Чулымской возвышенной равнине (20—*3*) распространяются к югу лугово-займищные формации северной степи, представленные сырыми колками, кочкарными болотами, лугами на тяжело-суглинистых луговых и болотных почвах. Микроклиматические условия тепло- и влагообмена в этой части Приобского плато формируют местный климат, отличающийся от соседних районов.

Юго-восточный участок лесостепи в Приобском округе является продолжением полосы черноземной южной лесостепи, распространяющейся к югу по Приобскому плато. Условия климатообразования существенно дополняются характером деятельного слоя. Общий фон его составляет разнотравные луговые степи с березово-осиновыми рощами на слабосолнцеватых черноземах среднего механического состава (Куминова и др., 1963). Ландшафт разнообразится ленточными борами на более легких супесчаных и песчаных почвах. На этом участке лесостепи более обособлены подрайоны: Карасукский увал, Верхне-Кулундинский и Касмалинско-Барнаульский.

Карасукский увал (20—*1*; 20—*3*) в виде отрога Приобского плато полого опускается на юго-запад в степную Кулунду и на юг к до-

лине реки Бурлы. Превышение плато над равниной составляет 100—130 м. Ландшафты по увалу формируются под влиянием многих причин: высоты местности, экспозиции склонов, динамических процессов в атмосфере, чередования почв разной степени осолонцеватости и т. д. Вдоль гривы протянулись полосы различных физико-географических фаций: луговых степей, осиново-березовых травяных рощ, остепненных галофитных лугов, полынно-типчаковых сухих степей, проникающих по увалу на плато на высоту более 200 м. С ними соседствует сосново-осиновый травяной бор по долине Бурлы.

Степистость в ландшафте, проявляющаяся столь высоко по увалу, обусловливается микроклиматическими условиями, свойственными солонцовому деятельному слою. Причем, кроме других водных свойств, здесь особое значение имеет слабая водопроницаемость солонцовых почв, в связи с чем атмосферные осадки интенсивно стекают по склонам. Распаханность территории составляет около 50%, под лесом занято 18%, болота и озера занимают 8% площади (см. рис. 7).

Местный климат характеризуется неустойчивостью гидротермического режима (отклонение коэффициента увлажнения составляет 0,35—0,40). В отдельные годы (1962) в связи с повышенным рельефом и разнообразием деятельного слоя здесь выпадает больше осадков. Но, например, летом 1963 г. на Карасукском увале было также засушливо, как и на соседней равнине. Солонцовый почвенный покров усиливает дефицит в увлажнении, уменьшая влияние рельефа на осадки (см. рис. 19, 23 и др.); многотиповость формаций почвенно-растительного покрова и разнообразие микроклиматических свойств выражены по всему увалу.

Верхне-Кулундинские лесостепные подрайоны (21—*1*, 21—*3*) расположены в северо-восточном выступе Кулундинской впадины, расчлененной долинами реки Кулунды и ее притоков. Ландшафт южной лесостепи на этом участке разнообразится лугово-кустарниковыми формациями, сосновыми борами и озерами среди них. Обыкновенные черноземы чередуются с более легкими песчаными почвами под сосновыми борами и аллювиальными почвами по долинам. Распахано около 50% площади и под лесом занято 20%. Местный климат отличается от соседних большими дефицитами в увлажнении. По гидротермическому режиму Верхне-Кулундинский участок лесостепи близок к Центрально-Кулундинским степным районам, под влиянием которых здесь устанавливаются высокие летние температуры воздуха (см. рис. 18).

Изреженные боры и низкорослые колки на легких и солонцеватых почвах не оказывают большого влияния на конвективную неустойчивость в атмосфере. В этой связи величины отклонения коэффициента увлажнения здесь такие же, как в степной Кулунде (0,25—0,30). Несколько отличается увеличением конвективных осадков Бурлинско-Кулундинское междуречье (21—*3*).

Касмалинско-Барнаульский подрайон (21—*4*) находится на юго-западных склонах Приобского плато. Местность представляет чередование водораздельных грив и межгривных понижений. На гривах остепненные ландшафты южной лесостепи на обыкновенных и осолонцованных черноземах чередуются с полосками сухостепных и степных формаций на солонцах, а понижения заняты ленточными борами на легких песчаных почвах. Вдоль боров из степной Кулунды протянулись по склонам Приобского плато ленты степей с пустынно-степными формациями (Александрова и др., 1958; Куминова и др., 1963). Березово-осиновые рощи теснятся к борам, занимая приборовую зону. Существенное значение имеет различная дренированность местности. С водоразделов атмосферные осадки быстрее стекают, и запасы почвенной влаги слабо

пополняются. Под пашнями занято повсеместно 60—66%, на залесенную площадь приходится около 30%.

Соответственно местный климат представляет чередование микроклиматов грив и понижений. Хотя в целом климат подрайона отличается повышенным количеством осадков, но распределение влаги по территории весьма неравномерное. В связи с тем, что на возвышенной центральной части грив на солонцеватых почвах выпадающие осадки слабо задерживаются, различие в гидротермическом режиме грив и понижений еще более возрастает. Это подтверждается степистостью ландшафтов на водоразделах.

Распределение атмосферных осадков внутри лесостепной и степной зон Кулунды зависит также от влияния четырех ленточных боров, пересекающих территорию с юго-запада на северо-восток. Лесные массивы боров, достигающие ширины 20—60 км, являются причиной конвективно-неустойчивого состояния в атмосфере и выпадения местных осадков. Повседневные наблюдения и материалы метеорологической сети убеждают в этом.

Наши исследования показали, что борами создается зональное, по отношению к простиранию леса, размещение гидротермических условий в целом. Общую схему распределения увлажнения можно представить в виде нескольких зон, симметрично расположенных по отношению к центру ленты лесного массива (рис. 32).

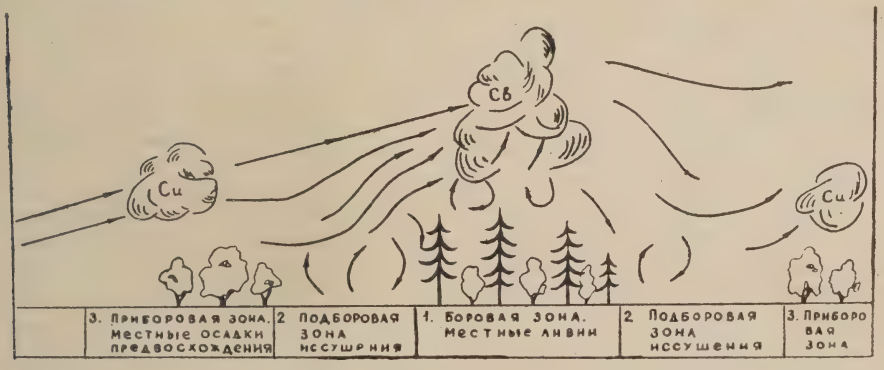


Рис. 32. Влияние ленточных боров на микроклимат.

1 — зона боровая, наиболее увлажненная с азональным микроклиматом леса; 2 — зона подборовая шириной 0 — 8 км с азональным наиболее засушливым микроклиматом. Дефициты в увлажнении в подборовой зоне в 1,5—2 раза больше, чем в бору. Здесь развиты растительные формации, не свойственные данной почвенно-растительной зоне; 3 — зона приборовая шириной 2—6 км с зональными условиями увлажнения и зональными растительными формациями. В частности, в лесостепи Приобского плато и приборовье распространена колочная луговая лесостепь с крупными березово-осиновыми рощами; 4 — зона гривная также засушливая. В степной зоне поверхность грив представляет ландшафт солонцеватой степи с опустыненными группировками. В лесостепи это обычные разнотравно-злаковые степи.

Таким образом, в местности, расчлененной борами, зональные условия увлажнения сохраняются только на некотором удалении от бора. Дефицит в увлажнении, обнаруживаемый в двух полосах — гривной и подборовой,— имеет разное происхождение. На гривах недостаток в почвенном увлажнении образуется в результате интенсивного стока воды с солонцовой и расчлененной поверхности гривы. При этом имеет значение и

экспозиция склона. В подборовье иссушенность воздуха и почвы формируется по другим причинам. Соседство ландшафтов леса и степи, крайне отличных в теплое время по характеру деятельного слоя, является причиной интенсивных турбулентных движений воздуха, носящих характер как упорядоченной, так и неупорядоченной конвекции.

Подъем линий тока воздуха начинается в широкой полосе вдоль кромки леса, и в этой связи здесь образуется зона, где с большой энергией поднимается приземный воздух, усиливаются процессы испарения и иссушения воздуха и почвы. Также и при передвижении фронта осадков адвективного происхождения в подборовой зоне их интенсивность очевидно уменьшается. В аналогичных условиях «иссушения» находится подборовая зона и с подветренной стороны, где при опускании линий тока также увеличивается турбулентность неупорядоченного характера.

Летом в засуху 1963 г. проводились наблюдения над характером ковективной облачности в степи и лесостепи Кулунды. Установлено, что в течение июля над Шалдайским бором Казахстана (Гатский бор) почти ежедневно образовывалась кучево-ливневая облачность и трижды выпадали ливневые осадки. А в соседней степи ни облачности, ни осадков не было. Аналогичные явления наблюдались в Ребрихинском бору в зоне лесостепи.

Зона подборового иссушения обнаруживается и на распределении растительного покрова. Вдоль Касмалинского и Барнаульского боров формации сухой степи проникают на Приобское плато в лесостепь. Аналогичные явления степистости ландшафта имеются в полосе вдоль Бурлинского бора и даже вдоль Тальменского бора на правобережье Оби. В подборовой полосе почвы более легкого механического состава их образование генетически связано не только с литологическим характером материнских пород, но и условиями увлажнения в связи с зональностью в распределении осадков в приборовье.

Влияние боров на увеличение дефицита в увлажнении подтверждается и данными урожаев сельскохозяйственных культур. В Подстепновском совхозе Ребрихинского района Алтайского края поля 2 и 4-го отделений совхоза находятся на разном удалении от бора. В четвертом отделении, поля которого расположены вдоль Касмалинского бора, полевые работы начинаются раньше, хлеб созревает быстрее и чаще страдает от засухи. В этой связи здесь средние урожаи ниже. Второе отделение, находящееся в соседстве, но дальше от бора (зона 3), значительно отличается и по условиям возделывания и по более высоким средним урожаям.

В табл. 19 приведен средний урожай зерновых культур в колхозах, земли которых расположены в разных зонах. Более высокими урожаями выделяется колхоз им. К. Маркса Ребрихинского района, посевы которого размещены в приборовой полосе Касмалинского бора. А в колхозе им. XXII партсъезда на полях, расположенных непосредственно в подборовье, урожаи ниже. Другой пример в Ключевском районе, где в колхозе «Маяк» в приборовой зоне Гатского бора урожаи также выше, чем в соседнем колхозе «Знамя Октября» — в подборовой зоне.

Предгорный Салаирский округ (29—А) состоит из климатов степи и лесостепи, формирующихся по вертикальным поясам Алтая Благодаря различиям в условиях увлажнения, предвосхождения воздуха и характера волновых процессов, возмущенных рельефом, предгорные равнины и склоны Алтая отличаются и суммами осадков и величиной их градиентов в зависимости от их ориентации. Западные и северо-западные предгорные равнины отнесены к климату степей подгорного «иссушения» (26, 27). Северные подгорные равнины по оптимальным гидротермическим условиям относятся к климату лесостепи, а Бие-Ка-

Таблица 19

Сравнение зон подборовой и приборовой по урожаям зерновых культур (ц/га)

Район, хозяйство	Зона	Годы						Средний урожай
		1958	1959	1960	1961	1962	1963	
Ребрихинский район								
Колхоз им. К. Маркса	Приборовая	13,1	11,2	13,0	12,6	9,7	3,0	10,4
Колхоз им. XXII партсъезда	Подборовая	15,1	10,3	12,2	11,5	7,7	1,5	9,7
Ключевской район								
Колхоз «Маяк»	Приборовая				7,2	5,2		
Колхоз «Знамя Октября»	Подборовая				5,9	4,3		

тунский подрайон — даже к климату подтайги (28—*3*). Подтайга на северных склонах опускается в предгорья и вытесняет типичный климат лесостепи. Нарушение вертикальной поясности выражается также отсутствием типичного климата степи.

Пояс климата лесостепи с ненарушенной вертикальной зональностью выражен на высоте 350—500 м на пространстве от верховьев р. Алея до р. Калманки (25). Южнее Алея в бассейне р. Убы лесостепь снова вытесняется подтайгой, а сухостепные климаты распространяются до предгорий. Градиенты осадков здесь наибольшие.

Северная предалтайская подгорная равнина, расположенная между Обью и уступом предгорий, тянется от низовьев Чарыша до Катуни. Высота местности изменяется в пределах 200—250 м. Здесь находится Бийская группа районов Алтайского края, известная в Западной Сибири богатыми природными ресурсами. В климате этой территории сочетается хорошее увлажнение с большими суммами тепла. В частности, сумма температур выше 10° составляет 2200—2100°. Годовой дефицит атмосферных осадков в западной части района (28—*1*) около —100 мм, а к востоку в Бие-Катунском подрайоне имеется избыток в осадках до 50 мм. Указанные гидротермические условия характерны обычно для лесостепных климатов, однако геоботаники, учитывая незначительную залесенность, относят подгорные равнины к луговым степям (Александрова и др., 1958). Под лесом и кустарниками занято около 20% и под пашней 50%. Очевидно, современная степистость ландшафта подгорных равнин возникла в результате вырубки лесов, но достаточное увлажнение и гидротермические свойства деятельного слоя задерживают дальнейшее развитие свойств степного климата. Климат Рубцовской и Алейской степей рассматривается вместе со степными климатами Обь-Иртышской провинции.

Предгорный Салаирский округ (29—С) является частью горного климата Салаиро-Алтайской провинции. В округе выделено 3 района и 6 подрайонов, объединенных общими условиями формирования климата по склонам Салаирского хребта. Климат лесостепи распространен до горной тайги, начинающейся на высоте 250—300 м. На разных высотах оптимальный гидротермический режим изменяется значительно. Соответственно и в ландшафтах сочетаются остепненные луга, сосновые боры, осиново-березовые леса с примесью хвойных.

Различие в гидротермическом режиме отражено на типологии. Местный климат в полосе предгорий вдоль р. Чулыма характеризован как климат лесостепи предгорий ненарушенной вертикальной поясности (29). Наиболее увлажненные западные предгорья Салаира разделены между

двумя подрайонами с климатами подтайги предгорий (30—*2*, 30—*3*). Изылинская котловина выделена с климатом подветренного «иссушения». Северные, менее увлажненные предгорья (31—*1*, 31—*2*, 31—*3*), характеризуются как климаты лесостепи предгорий с ненарушенной вертикальной поясностью.

Кузнецкая котловина (30 округ) относится к климату лесостепи. Округ разделен на 2 района: северную часть котловины (33) и южную часть котловины (32), и 8 подрайонов. Типология климатов основана на особенностях циркуляции воздуха в межгорной котловине и распределения гидротермических условий по склонам котловины. Местные климаты обособляются в зависимости от расположения районов в разных частях котловины с различным характером турбулентности воздушных потоков. По этим признакам обособляются климаты степи подгорного «иссушения» (33—*1*) и климаты степи в динамическом центре котловины (32—*1*); климаты лесостепи разделяются на подрайоны с нарушенной вертикальной поясностью по склонам котловины типично лесостепного облика (33—*3*, 33—*4*), подтайги с большим увлажнением (32—*3*, 32—*4*) и лесостепи в зоне подветренного «иссушения» (32—*2*). Примечателен местный климат Караканского плато в динамическом центре котловины, где, несмотря на высоту до 400 м, распространены степные ландшафты. Кроме северной и южной части котловины, разделяемых Тарадановским увалом, заметно обособляются по увлажнению три полосы в продольном направлении: подсалаирская — наиболее засушливая, центральный водораздел, получающий больше осадков, особенно в северной части, и придолинная полоса в Притомье на участке ниже с. Крапивино, также менее увлажненная.

Томь-Чулымский лесостепной округ (33) является частью Алатау-Саянской горно-климатической провинции. В округе выделяется 4 района (34, 35, 36, 37).

Климат лесостепи в Томь-Чулымском округе азонален. Его метеорологический режим не свойственен широтному положению и оптимальным условиям тепло- и влагообеспеченности, характерным для лесостепи юго-востока Западной Сибири. В частности, здесь меньше суммы тепла и дефициты в атмосферных осадках.

Происхождение местного климата преимущественно связано с положением территории в подветренной «тени» Кузнецкого Алатау и его проекции по Томь-Чулымскому междуречью. В этой связи для характеристики местных климатов применена азональная типология. Выделены климаты подгорного «иссушения» (35—*1*, 36—*1*, 37—*1*), подветренного «иссушения» (35—*2*, 35—*3*, 36—*2*, 36—*3*, 37—*2*) и локальной фронтальной активности (34—*1*, 34—*2*, 34—*3*).

Территория округа является переходной зоной между климатами Средней и Приенисейской полос долготно-зональной дифференциации Западной Сибири. Округ пересекает ряд изолиний, показывающих меридиональную границу между указанными частями: изотермы сумм температур выше 10 и ниже —10°; изолинии продолжительности безморозного периода; изолинии географии снежного покрова; изохроны дат перехода среднесуточных температур через соответствующие пределы (—5, 0, 5° и т. д.); изолинии дефицитов годового и сезонного увлажнения и ряд других (Коженкова, 1957, 1962; Попова, 1962 и др.; Мезенцев, 1957, 1961).

Основной пучок изолиний сосредоточен в Притомье — вдоль оси Кузнецкого Алатау, Томской тайги и Томь-Чулымского водораздела. В этой связи по этому направлению проведена климатическая граница между провинциями, являющаяся и западной границей округа. На вос-

токе Томь-Чулымский округ по Солгонскому кряжу граничит с Приенисейским округом.

Географическая зональность выражена в изменении климатов и ландшафтов от предгорий к зональной тайге. Вдоль предгорий протянулись полосой изолированные острова наиболее остепненных ландшафтов: Алчедатской, Чебулинской, Тисульской и Ачинской лесостепей. Севернее Транссибирской ж.-д. магистрали остепненные ландшафты сменяются луговой березово-осиновой лесостепью разнообразных формаций, где чередуются подтаежные и северостепные группировки. За Чулымом преобладают таежные ландшафты. По междуречью рек Томи и Яи темнохвойная тайга протянулась от Кузнецкого Алатау к Томску.

Необычное соседство темнохвойной тайги и остепненных ландшафтов отражает особенности местных физико-географических условий. Интенсивная турбулентность, возникающая при переваливании западных потоков воздуха через уступы Кузнецкого Алатау, является причиной образования в предгорьях больших величин градиентов температуры и осадков. В этой связи в полосе предгорий происходит резкая смена горного увлажненного климата на степной. Кроме того, пестрота в типах ландшафтов создается при сложном сочетании влияний циркуляции воздуха и расчлененного рельефа в виде возвышенностей водоразделов рек, стекающих с Кузнецкого Алатау: Яи, Золотого Китата, Алчедата, Кии и платообразных возвышенностей типа Юксинского водораздела, Арчекасского кряжа, вдоль правобережья р. Яи, Тяжин-Итатского плато и хребта Арга в излучине Чулыма.

Разнообразие условий тепло- и влагообеспеченности по территории Томь-Чулымского округа во многом зависит от сочетающихся здесь циркуляционных процессов разного характера. Взаимодействия явлений динамического иссушения воздуха в «тени» Кузнецкого Алатау и подветренного иссушения в «тени» условного рельефа дополняются усилением активности на барических фронтах в переходные и зимние сезоны интенсивностью северных и восточных вторжений холодного воздуха.

Под влиянием указанных факторов в географии тепла и влаги наблюдаются и широтно-зональная и долготно-зональная дифференциации. Томский район (34) — наиболее прохладный и увлажненный. В соседнем Мариинском районе (35) теплее и суше, а восточнее, в Тяжинском районе (36) снова меньше тепла и больше влаги. Самый восточный Ачинский район (37) выделяется наибольшей континентальностью климата и значительным увлажнением. В соседних Томском и Мариинском районах гидротермические условия размещаются не одинаково. В Томском районе суммы осадков возрастают к северу, а в Мариинском районе — наоборот, к югу.

Влияние подстилающей поверхности на обособление местных климатов в лесостепи наблюдается повсеместно. Возможности рассмотрения всех районов ограничены объемом статьи, поэтому об остальных местных климатах сообщаются только краткие сведения в табл. 24.

СТЕПЬ

К климату степей относится около половины рассматриваемой территории, разделенной по генетическим признакам на три округа: Омскую степь (26), Прииртышскую равнину (27) и Кулунду (28).

Оптимальные гидротермические условия характеризуются следующими показателями: 2000—2400° сумм температур выше 10°; 6,7—9,7 мм дефицита влажности воздуха в июне; 300—600 мм годового дефицита атмосферных осадков; 0,9—0,4 гидротермического коэффициента увлаж-

нения по Селянинову; 0,7—0,3 коэффициента увлажнения по Мезенцеву.

Оптимальные условия в степной зоне изменяются в указанных пределах над комплексами физико-географических фаций, соответствующих зональным ландшафтам: сухой степи, типичной степи и колочной степи. Зональные условия внутри ландшафтных типов климата искажаются интрозональными комплексами деятельного слоя: озерно-солончаковым, опустыненным, пресноводноозерным с луговыми формациями, облесенными участками березовых рощ или ленточных сосновых боров и др. Во всех случаях проявляется влияние разных величин альбедо деятельного слоя, водных свойств почвы и степени облесенности.

Другие причины нарушения зонального гидротермического режима заключаются в условиях местной циркуляции воздуха: в зоне нисходящих потоков в «тени» возвышенного рельефа, в зоне интенсивной турбулентности воздуха в подборовье в полосе интенсивной турбулентности воздуха в предгорьях Алтая в динамических центрах котловин и в других условиях.

Рельеф является основным фактором нарушения географической зональности в степных районах юго-востока.

Распространение степных климатов ближе к Оби ограничено изменением условий тепло- и влагообеспеченности по склонам Приобского плато. Все изолинии соответствующих характеристик опускаются на юг, прослеживая ход изогипс. Вдоль склонов Казахского низкогорья, нарушая широтную зональность, сухие степи распространяются к северу по Прииртышской равнине.

География почвенного покрова также в известной степени соответствует устройству поверхности. Почвенные зоны описывают полуокружности по склонам Приобского плато, окаймляя центры котловин. В центре понижения в самой засушливой части Прииртышья распространены наиболее легкие каштановые почвы, а по периферии: к северу вдоль Иртыша и к востоку по Приобскому плато происходит смена на южные и обыкновенные черноземы и соответственно утяжеляется механический состав. Каштановые почвы в районах Западной Кулунды, развитые на песчаных и супесчаных материнских породах, отличаются легкостью механического состава. Аналогичные свойства имеют почвы ленточных боров в Центральной и Восточной Кулунде. Солонцы сплошным массивом распространены на Карасукско-Баганско-Бурлинском водоразделах и на подгорных равнинах левобережья Иртыша в Казахстане.

Омская степь (26 округ). Климатическая обособленность Омской степи проявляется и в адвективных и радиационных погодных условиях. Редко однообразная погода распространяется по всему степному юго-востоку. Более обычно оба междуречья Ишимо-Иртышское и Обь-Иртышское отличаются по сезонным метеорологическим условиям.

Климатическая граница по Иртышу, выступающая столь заметно в зоне климата лесостепи, продолжается и в степной зоне. Здесь различия между правобережьем и левобережьем не так резки, однако они сохраняются. В частности, климатическая обособленность обнаруживается на годовых дефицитах атмосферных осадков (см. рис. 23), в дефицитах влажности воздуха в июне и сентябре (см. рис. 19, 22), в географии снежного покрова (см. рис. 4, 5, 6 к данной статье и рис. 4 к статье о запасах воды в снеге. А. П. Сляднев и В. А. Сенников), в величинах испарения (см. рис. 27) и коэффициентах увлажнения по Селянинову и Иванову (см. рис. 16, 21, 26). Обобщенно метеорологические различия выражены величиной абсолютных отклонений гидротермических условий от оптимальных (см. рис. 8).

Западнее Иртыша зональные ландшафты располагаются более широтно, причем зональный почвенно-растительный покров преобладает над азональным. По широте и долготе в зависимости от тепло- и влагообеспеченности несколько меняется механический состав черноземов и степистость ландшафта. Однообразный ландшафт возделанных полей отличается в разных районах большей или меньшей лесистостью. В Прииртышье и на юге леса занимают 3—4%, а пашни около 80% площади. К северу и западу это соотношение меняется: в районе Исиль-Куля под лесами занято 13%, а под пашнями 55—58%.

Внутренние климатические различия в Омской степи появляются в связи с устройством поверхности, зональным положением и характером деятельного слоя. Зонально по гидротермическому режиму отличаются колочная и типичная степи, сменяющиеся около южной границы с Казахстаном. При этом большая часть территории Омской степи находится в подзоне колочной степи (районы 10 и 11).

Смена гидротермических условий и соответственно растительных формаций происходит в полосе подгорных котловин в связи с образованием зоны динамического иссушения воздуха в «тени» Кокчетавских возвышенностей. Широтно-зональная климатическая граница Омской степи, совпадая с ландшафтной, простирается по водоразделу вдоль северных склонов котловин, занятых озерами Уленкарой, Теке и других. Здесь колочная Омская степь переходит в типичную Казахскую степь (район 9). Водораздельная возвышенность, расположенная на юге Омской области по границе с Казахской ССР, обычно климатически обособлена от соседних территорий. Отличие выражается в меньших дефицитах в атмосферных осадках, больших запасах воды в снеге и т. д. (см. рисунки).

Климатическая дифференциация в широтно-зональном направлении сочетается с азональным изменением гидротермических условий, возникающих под влиянием разной высоты местности и динамических циркуляционных процессов над котловинным рельефом. В этой связи возникает ряд дополнительных климатических границ, рассекающих Омскую степь на несколько полос меридионального простирания, параллельных динамической оси котловины. Одной из границ колочная степь разделена на части: западную (10) и восточную (11), соответствующие двум климатическим районам.

Омский район (11). На равнине, прилегающей к Иртышу, микроклиматические условия неоднократно изменяются. Местность постепенно повышается ступенями от Иртыша к Ишиму, и в этом же направлении изменяются и степные ландшафты. В наиболее пониженной прииртышской части неширокой полосой вдоль Иртыша проникают на север до Омска сухостепные формации типичной Казахстанской степи на солонцеватых черноземах и солонцах (11—*1;* 11—*2*). Лесистость в этой полосе наименьшая (1—4%), а распаханность наибольшая (74—84%).

Местный климат Прииртышья выделяется в Омском районе как большим дефицитом в увлажнении, так и избытком теплоэнергетических ресурсов. Эти особенности возникают в результате волновых процессов в атмосфере, свойственных динамическому центру котловины, дополняемых микроклиматическими условиями над деятельным слоем слабозалесенной типичной степи на однообразной, плоской равнине. Водные свойства распространенных здесь южных черноземов — легкого механического состава, чередующихся с пятнами осолонцованных почв, еще более усиливают неблагоприятные гидротермические условия.

На следующей соседней ступени рельефа — параллельной Иртышской низменности — ландшафт южной типичной степи меняется на более зональные ландшафты колочной северной степи (11—*3;* 11—*5*). Ле-

систость не только возрастает до 12—15%, но и меняется ее характер. Леса здесь не рассеяны по степи, а концентрируются значительными скоплениями высокоствольных березово-осиновых рощ, образующих участки, где лес закрывает горизонт. С ними соседствуют участки сплошных пахотных массивов. Чередование полей и рощ с разным альбедо деятельного слоя способствует динамической неустойчивости в приземной атмосфере и более интенсивному образованию конвективной облачности.

Исиль-Кульский район (10). Водораздел между Иртышом и Ишимом занимает озерная равнина, продолжающаяся в Целинном крае, характеризующаяся многотипной структурой ландшафта. Это типичный Казахстанский комплекс физико-географических фаций: распаханных полей, озерных котловин, с осоково-тростниковым бордюром, березово-осиновых травяных лесов, пятен солонцеватой степи и проч. Столь же разнообразен и почвенный покров чередующихся черноземов, солонцов и солодей. Западные районы Омской степи отличаются от остальной ее территории не только ландшафтом, но и местным климатом. Природная обособленность в целом обусловливается пограничным положением территории с соседней Тоболо-Ишимской климатической провинцией. В этой связи и в рельефе и почвенно-растительном покрове проявляются признаки большой генетической связи с Приишимьем.

На климатических характеристиках отразились и западное географическое положение, и возвышенный рельеф, и влияние деятельного слоя. По этим причинам здесь ослаблена континентальность термического режима и уменьшена изменчивость и недостаточность увлажнения. В частности, дефицит влажности воздуха, величина которого интегрально отражает гидротермический режим в приземном слое воздуха, уменьшается к западу. В табл. 20 приведено сравнение дефицита влажности по двум разрезам: через колочную степь (Омск — Петропавловск) и через типичную степь (Черлак — Явленка). Другие признаки метеорологической обособленности районов 10 и 11 отражены на рисунках.

Таблица 20

Дефицит влажности воздуха (мм)

Пункты	Месяцы			Сумма VI—VIII
	VI	VII	VIII	
Колочная степь				
Омск	7,4	6,5	4,9	18,7
Исиль-Куль	7,0	6,4	4,9	18,3
Булаево	6,4	5,8	4,9	17,1
Петропавловск	6,1	5,6	4,9	16,6
Типичная степь				
Черлак	7,5	7,4	5,6	20,4
Полтавка	7,3	7,0	5,5	19,8
Возвышенский совхоз	6,9	6,9	5,5	19,3
Явленка	6,2	6,5	5,4	18,1

Северо-Казахстанский южно-степной район (9) отнесен нами к округу Омской области исходя из следующих соображений. Это широкая полоса переходных, смешанных ландшафтов колочной и типичной степи формируется в метеорологических условиях повышенного водораздела, широтно вытянутого вдоль северной границы Казахской ССР. Повышение местности на 30—50 м несколько нейтрализует процессы иссушения воздуха, переваливающего через Казахское низкогорье и благодаря этому сохраняется широтно-зональное размещение

гидротермических условий — особенно в центральной части района (9—*3*). Южнее проведенной нами границы в полосе подгорных котловин, опущенных до 42—100 м абсолютной высоты, дефициты в увлажнении резко увеличиваются и начинается область климата сухой степи, отнесенная к соседнему округу — Прииртышской равнине. Внутри района наибольшая засушливость проявляется в подгорном Уленкаройском подрайоне (9—*1*) и в Железинском подрайоне в прииртышском понижении (9—*2*).

Прииртышская равнина (27 округ). Под этим названием выделена равнина на левобережье Иртыша между Казахским низкогорьем и долиной. Поверхность равнины состоит из чередования понижений (65—100 м) и платообразных возвышений (120—140 м). Вдоль склонов Кокчетавских гор котловины образуют цепочку, окаймляющую предгорья. Граница с соседним Центрально-Казахстанским округом (25 на рис. 1) проходит по склонам на высоте около 300 м.

Вся территория округа относится к климату сухой степи с зональными формациями скудной типчаково-полынной солянковой и галофитно-луговой растительности на солонцеватых и каштановых почвах (Природное районирование Северного Казахстана, 1960). Интрозональные включения представляют пустынно-степные растительные группировки на солонцах или солонцовые луга по поймам рек и вокруг озер. Климат формируется в условиях динамического прогревания и иссушения воздуха, опускающегося с возвышенностей Центрального Казахстана. Эти процессы проходят с разной интенсивностью на отдельных участках склонов, и поэтому несколько отличаются по гидротермическим условиям три района: Южный левобережный (1), Центральный левобережный (2) и Подгорный Казахстанский (3).

Наиболее засушливо и жарко в летние месяцы в южной части левобережья, прикрытой возвышенностями с запада и юга (район 1). Здесь распространен ландшафт пустынной степи на осолонцованных каштановых почвах. Дефицит в годовом увлажнении достигает максимальных на юго-востоке значений — 600, 550 мм. Дефицит влажности воздуха в июне выражается в 10—11 мм.

Севернее Экибастуза и Павлодара, в отдалении от зоны подгорной турбулентности, выделен Центральный левобережный район (2), где несколько меньше проявляются процессы иссушения воздуха и в этой связи уменьшаются дефициты в увлажнении до 500—400 мм в год и дефициты влажности воздуха в июне до 8—9 мм.

В предгорьях Кокчетавских возвышенностей выделен другой наиболее засушливый район — Подгорный (3). Особенно отличается сухостью центральная часть района, расположенная в котловине бассейна р. Селеты и озера Селетытенгиз (3—*1*). По Селетинскому подрайону мало сведений о метеорологическом режиме. По данным агрометеорологических справочников можно сравнить показания двух метеостанций: Иртышской и Рудника, причем последняя расположена по склону гор, на высоте около 300 м, и может характеризовать метеорологический режим на границе Селетинского подрайона, а метеостанция Иртышская находится на высоте менее 100 м (табл. 21). Из сравнения очевидно, что в котловине Селетинского подрайона, лежащей много ниже Рудника (65 и 300 м), где процессы иссушения происходят значительно интенсивнее, климат наиболее сухой. Это предположение подтверждается распространением здесь пустынно-степных растительных формаций.

Кулунда (28 округ). В границах Кулундинской степи объединена большая территория, расположенная между Иртышом, Приобским плато и предгорьями Алтая. Внешние границы округа соответствуют про-

Таблица 21

Метеорологические условия в Подгорном Казахстанском районе

Пункты	Годовая сумма осадков, *мм*	Сумма температур выше 10°	Дефицит влажности воздуха в июне, *мм*	Максимальная высота снежного покрова, *м*	Среднегодовая скорость ветра, *м/сек*	Число дней с пыльными бурями
Рудник	300	2210	8,4	17	4,9	16
Иртышск	264	2230	8,1	16	4,3	10

стиранию гидротермических характеристик, оптимальных для степного климата (см. табл. 3, 16). Границы уточнялись по картам геоморфологического, гидрологического, почвенного и геоботанического районирования (Вандакурова, 1950; Горшенин, 1955; Бейром и др., 1958; Занин, 1958; Абрамович, 1960; Куминова и др., 1963 и другие работы). Внутризональная граница с соседними округами проходит вдоль Иртыша в связи с заметными изменениями метеорологических условий. Соответствующие данные приведены на ряде рисунков.

На этом участке степной зоны наблюдается значительное искажение широтно-зональных закономерностей в размещении сумм тепла и атмосферных осадков. Рисунок ряда изолиний прослеживает направление нескольких отдельных климатически обособленных полос, вытянутых параллельно орографическим линиям Казахского низкогорья и Алтая. Имея в виду, что указанные явления, наблюдающиеся в Иртышско-Кулундинской котловине, отражают общие закономерности динамики воздушного потока над расчлененным рельефом, мы рассмотрели их выше несколько подробнее (см. рис. 3).

Районирование Кулундинской степи произведено нами с учетом зонального и азонального размещения гидротермического режима. В широтно-зональном направлении территория разделена на северную (7, 8), центральную (5, 6) и южную (4) части. Столь же отчетливо Кулунда делится на несколько азональных полос. Следовательно, различаются также местные климаты западной и восточной Кулунды. В типологии местных климатов применены как зональные, так и азональные характеристики, свойственные климатам котловины низменности (см. табл. 18).

Северная Кулунда (7, 8) состоит из трех основных физико-географических комплексов сложного фациального состава: Сумы-Чебаклинской впадины, Чаны-Баганского водораздела и Карасукско-Бурлинского водораздела, разделенных между двумя климатическими районами: Западным и Восточным, относящимся к зональному климату колочной степи.

Западный район (7) расположен на прииртышской части равнины, где различаются местные климаты Сумы-Чебаклинской впадины, Курумбельской степи и Рощинской равнины. Центральную часть района занимает впадина с ландшафтом солено-озерной солонцеватой степи, сочетающей в ландшафте зональные типчаково-ковыльные степи по гривам, многочисленные соленые озера, пятна солонцов с галафитно-полынно-типчаковыми группировками в понижениям. Здесь много неудобной для сельского хозяйства земли (только под озерами занято около 16%), поэтому под пашни используется менее 25% площади. В почвенном покрове преобладают осолонцованные и обыкновенные черноземы, чередующиеся с массивами солонцов и солончаков..

Местный климат Сумы-Чебаклинской впадины представляет азональную модификацию климата колочной степи, формирующегося при

взаимодействии местных циркуляционных факторов с деятельным слоем. Засушливость района определяется положением его на одной из линий динамического центра котловины и дополняется климатообразующими свойствами деятельного слоя осолонцованных почв, на легких суглинках и супесях соленых озер и сухостепного растительного покрова. В засушливом климате степи отрицательные физико-химические и водные свойства солонцов проявляются в максимальной степени. Низкая теплоемкость осолонцованных почв в совокупности с малой водопроницаемостью обусловливает в теплом периоде большие избытки теплоэнергетических ресурсов на поверхности деятельного слоя и неустойчивость гидротермического режима в суточном и сезонном ходе (см. рис. 8). Эти свойства обостряют атмосферную засуху. К тому же над плоской слабозалесенной равниной редко бывают условия конвективно-неустойчивого состояния в атмосфере. В наибольшей степени указанные особенности местного климата выражены в *солено-озерном* подрайоне (*7—2*).

В восточной части Сумы-Чебаклинской впадины, примыкающей к озеру Чаны, свойства местного климата солено-озерной солонцеватой степи несколько изменяются. В Причанье выпадает больше осадков, меньше дефициты в увлажнении, уменьшается неустойчивость термического режима. Западнее Сумы-Чебаклинской впадины на Иртышских увалах и их склонах вдоль правобережья Иртыша расположена разнотравная типчаково-ковыльная *Курумбельская степь* (*7—3*) на осолонцованных и обыкновенных черноземах. В сравнении с солено-озерным подрайоном здесь менее распространены солонцы, соленые озера. Площадь, занятая пашней, составляет более 50%. Местный климат Курумбельской степи формируется под совместным влиянием повышенного рельефа увалов и деятельного слоя черноземной степи. В этих условиях несколько меньше дефициты атмосферных осадков и неустойчивость гидротермического режима.

Рощинский подрайон (*7—1*) находится к югу от Сумы-Чебаклинской котловины на территории Казахстана. Ландшафт подрайона формируется в зональных гидротермических условиях типичной степи. Микроклиматическая обособленность обусловливается воздействием деятельного слоя черноземных слабо-солонцеватых почв и значительной лесистости территории. Высокоствольные березовые рощи занимают здесь до 20% площади и местами закрывают горизонт. Чередование полей и лесных массивов, отличающихся величиной альбедо и коэффициентами шероховатости, способствует возникновению конвективной облачности и осадков. В этой связи условия увлажнения в отдельные годы значительно отличаются от соседних районов. По величине абсолютного отклонения коэффициента увлажнения, равному 0,41, Рощинский подрайон выделяется среди степных районов.

Другие причины климатической обособленности заключаются в расположении этой территории между двумя расходящимися линиями засушливости в динамическом центре котловины. А в Рощинском подрайоне осадков выпадает больше, чем в соседних районах, расположенных западнее и восточнее.

Восточный район Северной Кулунды (8) выделен на территории южнее озера Чаны в границах приподнятого водораздела между котловинами Барабы и Кулунды, продолжающегося на восток по склонам Приобского плато. Здесь широтно вытянуты несколько плоских водоразделов, рек, стекающих на запад. По общности природных условий выделяются два крупных комплекса физико-географических фаций: Чаны-Баганский водораздел, относящийся к климату колочной степи и Карасукско-Бурлинский водораздел, расположенный в климате колоч-

ной и типичной степи. Кроме широтно-зональной дифференциации, проявляются климатические различия и в меридиональном направлении. Западная часть всей территории района (*8—1, 8—2, 8—3*), расположенная на линии динамической оси котловины, отличается от восточной части большими дефицитами в атмосферных осадках и влажности воздуха.

Южнее Сумы-Чебаклинской и Чановской впадин обособлен в природно-климатическом отношении Чано-Баганский водораздел. Поверхность водораздела представляет плоскую слегка волнистую равнину, наклоненную на юго-запад. В восточной ее части начинается гривный рельеф, свойственный Барабе, западный, прииртышский участок, более равнинный.

Кулинский и Копкульский подрайоны (*8—3, 8—5*). Южнее Чанов по водораздельному плато в степную зону распространяются формации луговой степи на утяжеленных лугово-черноземных почвах. Здесь до 60% территории занято нераспаханными и малопригодными для сельского хозяйства землями: березово-осиновыми колками, сырыми лугами, болотами и озерами. Влияние подстилающей поверхности на микроклимат в Причанье проявляется в других формах, чем в соседнем солено-озерном подрайоне Сумы-Чебаклинской впадины. В частности, благодаря увеличению шероховатости деятельного слоя, большей его испаряющей способности, здесь чаще создаются условия для конвективно-неустойчивого состояния в приземной атмосфере. Кроме того, в процессах обмена воздуха, прогретого над Сумы-Чебаклинской впадиной с воздухом, охлажденным над озерным Чановским районом, возникает фронт кучево-ливневой облачности, и выпадают местные осадки. Отмечается локализация и фронтальных явлений (рисунки в статье о засухе в данном сборнике).

Различие в местных климатах Сумы-Чебаклинской впадины и Причанья является причиной наблюдаемого здесь процесса «предварения», выражающегося в неестественном чередовании сухостепных и лугово-степных почвенно-растительных комплексов (Куминова, 1963).

Южнее на *Карасукско-Бурлинских* водоразделах меняются условия формирования местного климата. Здесь, на границе Северной и Центральной Кулунды, проходит полоса утяжеленных солонцевато-солончаковых почв, опускающихся со склонов Приобского плато по Карасукскому и Бурлинскому водоразделам и распространяющихся на запад до Иртыша.

Карасукский увал, полого опускающийся в Кулунду, переходит в районе с. Краснозерск в увалистую равнину, разделенную между водоразделами рек Багана — Карасука и Бурлы — Карасука. С Приобского плато по увалу проникают в степную зону луговые формации. На равнине в нижнем течении рек наблюдается сложное сочетание злаково-солончаковых лугов, солонцеватой разнотравно-ковыльной степи среди березово-осиновых рощ. Здесь же рассеяны многочисленные пресные озера с осоково-тростниковым окружением, занимающие до 10% площади. Под пашнями занято около 50% территории и только 4% под лесом.

Несмотря на значительную обводненность за счет озер, русел и стариц рек, ландшафт района отличается неестественной степистостью. По мнению исследователей, степистость ландшафта сформировалась в связи с вырубкой лесов и распашкой водоразделов, что способствовало уменьшению запасов влаги, усилению засушливости климата и ксерофитизации степной растительности (Куминова, Вагина, Лапшина, 1963).

В приведенных доводах содержится только часть причин. Хозяйственное использование территории явилось первым толчком к развитию других взаимосвязанных процессов. В частности, уничтожение естест-

венного покрова в других условиях могло бы и не дать такого эффекта в изменении теплового и водного балансов, но здесь при наличии распространенного осолонцованного почвенного покрова ухудшение водного баланса произошло крайне интенсивно. Кроме того, территория находится на линии динамической оси котловины, где нисходящие потоки воздуха усиливают водно-физические свойства осолонцованных почв, направленные на увеличение дефицита влажности воздуха в приземном слое. И, наконец, неблагоприятные условия увлажнения, в которых находится Бараба последние 50 лет, дополняют причины ксерофитизации растительного покрова. Так, по данным метеостанции Купино с 1915 г. гидротермический коэффициент за май — июнь в 32 годах был ниже нормы и только в 17 годах превышал норму.

Местные климаты на Багано-Карасукско-Бурлинском водоразделах различаются по гидротермическому режиму в зависимости от их положения по отношению к фазам волнового движения воздуха и характера деятельного слоя. По этим признакам выделены подрайоны Бурлинской (8—*1*) и Карасукско-Баганский (8—*2*), расположенные в динамическом центре котловины и отличающиеся наименьшими суммами осадков (около 250 мм в год), большими дефицитами в атмосферных осадках (340—350 мм в год) и высокими дефицитами влажности воздуха (до 8 мм в июне). На рис. 18, 20, 23, 24 и других показаны особенности метеорологического режима на данной территории.

В соседних подрайонах Баганском (8—*4*), Краснозерском (8—*6*) и Хабарском (8—7) гидротермические условия изменяются к лучшему, так как по склонам котловины увеличивается количество осадков и уменьшаются суммы летнего тепла. Однако осолонцованный почвенный покров и остепненность растительного покрова значительно нивелируют гидротермический режим независимо от изменения высоты местности. Особенно это проявляется в теплом периоде в антициклональную погоду, когда над солонцовым малолесным деятельным слоем повсеместно формируется конвективно-устойчивое состояние в атмосфере.

Центральная Кулунда (5, 6). К югу от возвышенных водоразделов рек Карасука и Бурлы, между Иртышом на западе, Павлодарским плато на юге и Приобским плато, находится центральная, наиболее пониженная часть Кулундинской котловины. Благодаря морфологической обособленности на этой территории формируются общие черты местного климата и ландшафта в целом. Большая часть Центральной Кулунды относится к ландшафтному типу климата сухой степи, продолжающегося и на левобережье Иртыша. В восточной части за Кулундинским озером происходит смена типов климата.

Зональный почвенно-растительный покров представлен ковыльно-типчаковой или полынно-типчаковой степями на черноземах и каштановых почвах легкого механического состава. Осолонцованные и песчаные почвы распространены повсюду: под борами, в озерных котловинах и поймах рек. Многочисленные соленые озера дополняют ландшафты солонцеватой опустыненной степи. Естественный покров распахан. Площадь под пашней составляет 50—80%, под лесами — 0,5—8%. По южной окраине тянется Касмалинский и Гатский ленточные боры.

Деятельный слой Центральной Кулунды отличается малой шероховатостью и большой динамичностью влаги в почвенных горизонтах. Атмосферные осадки интенсивно усваиваются почвой и не менее быстро испаряются. Процессы упорядоченной конвекции могут быть весьма сильны до значительных высот, однако при большой высоте уровня конденсации облачность конвективных форм не получает достаточного развития. При малых суммах атмосферных осадков и большой испаряю-

щей способности деятельного слоя приземный воздух летом сильно прогревается, а дефицит влажности воздуха достигает исключительных величин: 8—9 мм в среднем и 15—20 мм в засуху. Годовые дефициты атмосферных осадков выражаются в 350—500 мм. Устойчивая засушливость климата выражается малой величиной абсолютного отклонения гидротермического коэффициента. Вся Центральная Кулунда очерчивается изолинией 0,30 (см. рис. 8). В холодном периоде ресурсы увлажнения также незначительны. Вследствие расположения Кулунды в стороне от главных путей циклонов и котловинности рельефа зимние осадки здесь крайне малы и запасы влаги в снеге составляют всего 60—80 мм (см. статью в данном сборнике).

Зональный климат сухой степи, формирующийся в зональных радиационных условиях, нарушается динамическими и орографическими факторами, под влиянием которых климатически обособляются несколько меридиональных полос. Между Иртышом и озером Кулундинским в зоне распространения нисходящих потоков воздуха в процессах волновых колебаний, образуется полоса наибольшей сухости (см. рис. 3). Заметный метеорологический рубеж выявляется вблизи границы Казахстана, где проходит в среднем динамическая ось котловины. В этой связи в местном климате Центральной Кулунды выделяются районы западные, относящиеся к зоне динамического центра котловины, и восточные, формирующиеся в процессе восхождения воздуха по наветренным склонам Приобского плато.

Западная часть Центральной Кулунды (5), расположенная на территории Казахской ССР, относится к климату безлесной сухой типчаково-ковыльной степи на каштановых почвах (Природное районирование Северного Казахстана, 1960) и отличается наибольшей засушливостью, особенно в Щербактинском и Успенском подрайонах (5—*1*, 5—*2*), расположенных вдоль динамической оси котловины. Ближе к Иртышу вероятность выпадения осадков несколько возрастает. Равнины прииртышской Кулунды представляют однообразные просторы сплошных возделанных полей, прерывающихся только впадинами, покрытыми солонцами. Площадь под пашней составляет 67% территории (см. рис. 7), а под лесом занято менее одного процента.

Восточная часть Центральной Кулунды (6) более разнообразна по природным условиям. Местный климат группы Славгородских районов относится к зональному климату сухой степи и формируется под влиянием нисходящих потоков воздуха. Наиболее засушливо в Ключевском подрайоне (6—*1*), часть территории которого находится в зоне подборового иссушения (рис. 32). Менее засушливо в Славгородском подрайоне (6—*3*), испытывающем влияние наветренного увеличения осадков по Карасукско-Бурлинскому водоразделу. Безлесная, сплошь распаханная равнина является основным видом деятельного слоя в Славгородских районах. Пашни здесь занимают до 85% площади, т. е. больше, чем где-либо на рассматриваемой территории. При данном характере деятельного слоя происходит интенсивное испарение, равномерно распределенное по всей территории. В этих условиях при одинаковых величинах альбедо и малой шероховатости поверхности редко образуются участки с локальной неустойчивостью в приземной атмосфере, а следовательно, столь же мало условий для образования кучево-ливневой облачности.

По меридиану Кучук-Кулундинских озер проходит одна из природных границ. Восточнее этой линии под влиянием увеличения осадков по склонам котловины сухая степь сменяется типичной, а затем и колочной (Вандакурова, 1950; Александрова и др., 1958). Характер деятельного

слоя заметно изменяется и становится разнообразнее: обыкновенные черноземы чередуются с аллювиальными почвами по долинам рек, с пятнами солонцов и песчаных почв. Площадь, занятая лесами, возрастает до 5—8%, площадь под пашней уменьшается до 70—50%.

Изолинии метеорологических характеристик описывают полуокружности вокруг центра Кулундинской депрессии, фиксируя изменение гидротермических условий по склонам Карасукского увала на севере и склонам Приобского плато на востоке и юге. В этих направлениях увеличивается количество осадков и влагосодержание в воздухе, уменьшаются избытки теплоэнергетических ресурсов испарения — климат степи сменяется климатом лесостепи (см. табл. 22).

В восточной Кулунде несколько отличается местными климатами ряд подрайонов. В частности, климатическая граница проходит вдоль уступа Приобского плато (подрайон 6—*8*), отделяя его от низменного Кучук-Кулундинского подрайона (6—*4*). Местный климат на плато отличается повышенным количеством осадков, меньшим дефицитом увлажнения, более коротким безморозным периодом и т. д. Другая климатическая граница проходит по увалу на водоразделе рек Суетки и Кулунды, отделяя Суетский и Баевский подрайоны от более жаркого и засушливого Верхне-Кулундинского. Озера Кулундинское и Кучукское в связи с положением их вблизи динамического центра котловины не оказывают существенного влияния на гидротермический режим окрестностей, поэтому нет необходимости выделять район с местным климатом приозерья.

Таблица 22

Тепло- и влагообеспеченность Центральной Кулунды

Пункты	Сумма дефицитов влажности воздуха за V—VII, *мм*	Годовой дефицит атмосферных осадков, *мм*	Среднемесячная температура воздуха		
			V	VI	VII
Иртышское	21,7	—420	11,4	17,6	20,3
Павлодар	24,1	—500	12,9	19,1	21,4
Щербакты	27,9	—440	12,1	18,7	20,9
Славгород	23,9	—412	12,0	18,2	20,4
Ключи	23,5	—428	12,3	18,3	20,3
Родино	23,2	—363	11,9	18,0	19,2
Волчиха	21,3	—364	11,5	17,5	20,0
Баево	20,2	—260	11,7	17,5	19,4
Завьялово	19,9	—240	11,2	17,1	19,2

Южная Кулунда — район 4 — относится к климату сухой степи, распространенному на Павлодарском плато и Бельагачской равнине. В сравнении с соседним левобережьем Иртыша и Центральной Кулундой местность в южной Кулунде повышена на 50—200 м. Наибольшая высота в увале Балапан — 351 м и в Бель-Агаче — 421 м. В зональные ландшафты полынно-типчаково-ковыльных степей на солонцеватых каштановых почвах включены пустынно-степные группировки на солонцах и боровых песках. По возвышенным увалам Балапана появляются формации разнотравно-ковыльной степи. Большая площадь южной Кулунды занята сухостепными сосновыми борами.

В этом климатическом районе много необычных сочетаний. Неестественно соседствуют климат леса и климат опустыненной степи. Например, сухая степь, называемая Узкой, тянется полосой между Гатским и Барнаульским борами и, поднимаясь по склонам Приобского плато, про-

никает в зону типичной степи. И так как микроклимат бора значительно отличается от степного, то богатый и разнообразный растительный покров в бору резко отличается от сухостепных и пустынных группировок в приборовых степях. Другим контрастом является соседство сухих степей с луговыми степями по уступам Алтая. Если на равнине аналогичные ландшафты отделяют сотни километров, то здесь изменение происходит на глазах Столь же неестественно распространение сухих степей на высотах Бельагачской равнины. Иначе говоря, вертикальная поясность на этом участке предгорий Алтая явно нарушена: засушливый климат распространяется по предгорным возвышенным равнинам до уступов среднегорного Алтая, где резко изменяется величина вертикальных градиентов увлажнения и температуры.

Своеобразие климата Южной Кулунды образуется при сложном сочетании различных процессов атмосферной циркуляции. Наиболее постоянно действующим фактором климатообразования являются воздушные потоки с западной и южной половины горизонта и их волновые возмущения при переваливании через окружающие котловину возвышенности. Этот вопрос мы рассматривали выше, но без учета воздушного потока с юга. Если же сложить те и другие процессы, то при их чередовании и наложении увеличивается вероятность нисходящих потоков воздуха на данной территории.

По указанным причинам, в первую очередь, уменьшается вероятность выпадения осадков предвосхождения, которые в других случаях орошают подгорные равнины и в этой связи нарушается последовательная вертикальная поясность на западном участке предгорий Алтая. Другие причины сухости в полосе подгорных равнин заключаются в постоянстве сильных ветров с южной половины горизонта и выноса теплого воздуха. Юго-западные и южные ветры в предгорьях возникают при подходе антициклонов с запада, сжатия воздуха и поворота ветра влево и его усиления в предгорьях. Увеличение вероятности ветров южной половины горизонта происходит в связи с часто повторяющимися случаями расположения над подгорными равнинами фронтального раздела между фронтом циклона, наступающего с запада, и антициклональным полем, распространенным над Алтаем. В этом случае в предгорьях совпадают и складываются направления ветров обеих барических систем.

Перечисленные процессы дополняются феновым теплым потоком воздуха из долин Алтая, обращенных на запад или северо-запад. Подробнее об этом сообщалось ранее. Наконец, и в характере рельефа предгорий заключаются причины местного климатообразования. Как известно, среднегорный Алтай отделяется от подгорных равнин тектоническим уступом высотой 300—500 м. Вдоль уступа протягивается полоса прогиба, закрытая с запада высотами увала Балапан и с северо-запада гривами Приобского плато. В прогибе находятся Верхне-Алейская и Нижне-Алейская равнины, над которыми или направлен воздушный поток с юго-запада, или образуется местное завихривание при ветре с запада, северо-запада (см. рис. 3). Волновые возмущения большой амплитуды дополняются местной турбулентностью в подборовой зоне, благодаря которой возникают микроклиматические контрасты между бором и соседней опустыненной степью (см. рис. 32).

Бла́годаря указанным причинам, образуется жаркий и сухой климат не только в Южной Кулунде, но и на Алейской равнине. Некоторые внутренние различия позволяют определить границы трех подрайонов в Южно-Кулундинском районе. Наиболее жарко и сухо на Павлодарском плато (4—*1*) и в южной части Бельагачской равнины (4—*3*), где

годовой дефицит осадков выражается в 500—600 мм и дефицит влажности воздуха в июне составляет 8—9 мм. Причем в Южной Кулунде и в западном районе Центральной Кулунды проявляются признаки широтно-зональной циркуляции атмосферы, выражающиеся в проникновении в эти районы метеорологического режима среднеазиатского типа с месячным максимумом осадков в июне В этой связи дефицит влажности воздуха в июне несколько уменьшается.

Климат озерно-борового подрайона Южной Кулунды (4—*2*) представляет сочетание микроклиматов бора и сухой степи, дополняемых влиянием боровых озер. Гидротермический режим здесь резко отличается на соседних участках. Летом над бором выпадают местные ливни, зимой формируется более мощный снежный покров. Например, по данным наблюдений, в Гатском бору (пос. Чалдай) запасы воды в снеге в 1,67 раза больше, чем в соседней Рубцовской степи. Степные участки в бору отличаются крайней засушливостью.

Рубцовская и Алейская степи (26, 27) расположены в предгорной впадине по долине реки Алея. Оптимальные гидротермические характеристики степного климата: 2100—2200° суммы температур выше 10°; 7,5—7,7 мм дефицита влажности воздуха в июне; 0,9—0,8 гидротермического коэффициента по Селянинову и другие показатели распространены по Алейской равнине между климатом лесостепи на Приобском плато и лесостепью предгорий Алтая. Следовательно, степной климат, нарушая зональность, вклинивается в соседнюю зону.

На схемах геоботанического районирования указанная территория характеризуется как богато-разнотравная типчаково-ковыльная степь (Александрова и др., 1958; Геоботаническая карта СССР, изд. Биологического института АН СССР, 1954 и др.). В работе В. Д. Александровой, И. П. Гуричевой и Л. И. Иваниной (1958) причины образования приалейских степей связываются с вырубкой лесов вдоль гужевых путей перевозок грузов горнорудной промышленности Алтая в XVIII веке. По нашему мнению, ландшафты Рубцовско-Алейской степи соответствуют естественным климатическим условиям, свойственным Алейской котловине. О динамических процессах, формирующих климат в предгорьях Алтая, сообщалось выше. Учитывая тесную связь климатообразования в Рубцовско-Алейской степи с Алтаем, мы отнесли эту территорию к Салаиро-Алтайской провинции.

На протяжении Алейской равнины различаются несколько участков с местным климатом. Юго-западная часть до пос. Шипуновское выделена нами в Рубцовский район (26), отличающийся наибольшими дефицитами в увлажнении, малоснежностью и высокими летними температурами. Сумма температур выше 15° в Рубцовске составляет 1875°.

Таблица 23

Тепло- и влагообеспеченность Рубцовско-Алейской степи

Пункты	Годовая сумма осадков, *мм*	Годовой дефицит атмосферных осадков, *мм*	Сумма дефицитов влажности воздуха за V—VII, *мм*	Температура воздуха		
				V	VI	VII
Локоть	320	—400	22,2	12,6	18,0	20,2
Рубцовск	317	—400	21,9	12,3	18,2	20,3
Поспелиха	376	—320	20,5	11,0	17,1	19,0
Алейск	391	—290	20,3	11,6	17,8	20,0
Краснощеково	433	—230	17,9	11,5	17,1	18,9
Усть-Чарышская пристань	362	—200	20,0	11,0	16,9	18,9
Барнаул	423	—210	19,2	11,3	17,4	19,7

Таблица 24

Климатические особенности районов

Средние для района характеристики тепло- и влагообеспеченности. Сумма осадков за холодный период (XI—III) определена по запасам воды в снежном покрове. Испаряемость вычислена по методу Н. Н. Иванова. Коэффициент увлажнения представляет отношение осадков к испаряемости. Среднее отклонение ГТК за V—VI характеризует изменчивость гидротермического режима (возможное в каждом году отклонение ГТК от средней многолетней величины).

Номер на схеме	Районы	Сумма среднесуточной температуры воздуха		Сумма осадков, *мм*			Испаряемость, *мм*, V—IX	Отношение осадков к испаряемости, V—IX	Среднее отклонение ГТК, V—VI
		>10°	<—10°	за год	IV-X	XI—III			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	*Южный левобережный*	2500	—1700	230	190	40	800	0,20	0,22
2	*Центральчый левобережный*								
	2—*1*. Шидертинский	2300	—1850	260	210	50	750	0,30	0,22
	2—*2*. Краснокутский	2350	—1850	280	220	60	750	0,25	0,24
3	*Подгорный Казахстанский*								
	3—*1*. Селетинский	2250	—1700	260	210	50	750	0,30	0,25
	3—*2*. Кокчетавский	2150	—1700	300	250	50	700	0,40	0,25
4	*Южная Кулунда*								
	4—*1*. Павлодарское плато	2450	—1750	240	180	60	800	0,20	0,25
	4—*2*. Бельагачское плато	2300	—1700	300	200	100	650	0,27	0,30
	4—*3*. Озерно-боровой	2350	—1750	280	190	70	600	0,25	0,30
5	*Западная часть Центральной Кулунды*								
	5—*1*. Щербактинский	2350	—1950	250	200	50	750	0,20	0,28
	5—*2*. Успенский	2250	—1950	280	200	80	700	0,25	0,25
	5—*3*. Качирский	2350	—1900	290	210	80	650	0,27	0,28
6	*Восточная часть Центральной Кулунды*								
	6—*1*. Ключевской	2300	—1900	270	210	60	650	0,27	0,29
	6—*2*. Кулундинский	2300	—1950	280	210	70	630	0,28	0,29
	6—*3*. Славгородский	2300	—1950	290	210	80	620	0,30	0,30
	6—*4*. Кучук-Кулундинский	2250	—1900	320	220	100	580	0,31	0,28
	6—*5*. Суетский	2250	—1950	330	220	100	550	0,35	0,30
	6—*6*. Баевский	2150	—1950	340	240	100	500	0,40	0,26
	6—*7*. Верхне-Кулундинский	2150	—1900	320	220	100	550	0,38	0,30
	6—*8*. Юго-запад Приобского плато	2150	—1850	350	240	110	530	0,48	0,32
7	*Западная часть Северной Кулунды*								
	7—*1*. Рощинский	2200	—2050	320	240	80	600	0,35	0,35
	7—*2*. Солено-Озерный	2150	—2050	310	230	80	550	0,38	0,30
	7—*3*. Курумбельская степь	2100	—2050	320	240	80	520	0,45	0,32
8	*Восточная часть Северной Кулунды*								
	8—*1*. Бурлинский	2250	—2000	280	200	80	600	0,34	0,27
	8—*2*. Карасукско-Баганский	2100	—2100	300	200	90	550	0,38	0,27
	8—*3*. Купинский	2050	—2150	340	240	100	500	0,40	0,33
	8—*4*. Баганский	2000	—2150	330	230	100	550	0,45	0,30
	8—*5*. Копкульский	2000	—2150	340	240	100	470	0,45	0,34
	8—*6*. Краснозерский	2050	—2100	360	250	110	470	0,45	0,35
	8—*7*. Хабарский	2050	—2050	360	250	110	470	0,45	0,34

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
9	*Северо-Казахстанский*								
	9—*1*. Уленкаройский	2150	—2000	300	240	60	530	0,35	0,27
	9—*2*. Железинский	2150	—2000	290	220	70	550	0,30	0,30
	9—*3*. Русско-Полянский	2150	—2000	310	230	80	530	0,36	0,35
10	*Исиль-Кульский*								
	10—*1*. Полтавский	2100	—2000	350	270	80	500	0,40	0,26
	10—*2*. Исиль-Кульский	2000	—2000	360	270	90	480	0,48	0,38
11	*Омский*								
	11—*1*. Таврический	2080	—2050	320	250	70	530	0,36	0,30
	11—*2*. Павлоградский	2050	—2050	330	260	70	510	0,38	0,31
	11—*3*. Одесский	2020	—2000	360	270	90	480	0,42	0,33
	11—*4*. Марьяновский	2000	—2050	340	260	80	500	0,45	0,30
	11—*5*. Ольгинский	1950	—2000	350	260	90	480	0,48	0,35
12	*Ишимо-Иртышская лесостепь*								
	12—*1*. Саргатский	1980	—2050	360	270	90	450	0,55	0,37
	12—*2*. Тюкалинский	1850	—1950	380	280	100	400	0,58	0,41
	12—*3*. Называевский	1900	—1900	400	290	110	430	0,60	0,41
13	*Оша-Салтаимская лесостепь*								
	13—*1*. Большереченский	1850	—2100	380	280	100	420	0,60	0,38
	13—*2*. Колосовский	1800	—2000	390	280	110	380	0,68	0,38
	13—*3*. Салтаимский	1850	—1900	400	290	110	400	0,70	0,40
14	*Тарский Север*								
	14—*1*. Тарский	1800	—2100	430	320	110	380	0,76	0,40
	14—*2*. Большеукский	1750	—2000	450	340	110	350	0,80	0,41
	14—*3*. Приишимский	1750	—1900	470	360	110	350	0,83	0,44
15	*Северо-Барабинский*								
	15—*1*. Нижне-Тарский	1780	—2100	400	300	100	380	0,74	0,37
	15—*2*. Кыштовский	1750	—2200	420	320	100	360	0,76	0,36
	15—*3*. Верхне-Тартасский	1750	—2200	430	310	120	360	0,78	0,34
	15—*4*. Верхне-Каргатский	1750	—2200	440	320	120	380	0,79	0,40
16	*Западно-Барабинский*								
	16—*1*. Татарский	1950	—2100	340	250	90	450	0,52	0,31
	16—*2*. Нижне-Омский	1930	—2050	360	260	100	470	0,54	0,34
	16—*3*. Еланский	1850	—2100	350	260	90	420	0,60	0,31
	16—*4*. Прииртышские увалы	1850	—2050	380	280	100	400	0,63	0,34
17	*Центрально-Барабинский*								
	17—*1*. Омь-Чановский	2000	—2150	360	270	90	430	0,55	0,41
	17—*2*. Чановский	1950	—2150	370	270	100	430	0,50	0,30
	17—*3*. Венгеровский	1850	—2200	380	270	100	400	0,70	0,32
	17—*4*. Барабинский	1900	—2200	390	280	110	370	0,65	0,32
18	*Восточно-Барабинский*								
	18—*1*. Доволенский	1950	—2200	360	250	110	430	0,50	0,37
	18—*2*. Убинский	1880	—2200	400	280	120	360	0,62	0,40
	18—*3*. Каргатский	1850	—2200	420	290	130	360	0,65	0,45
19	*Обь-Шегарский*								
	19—*1*. Усть-Чулымский	1750	—2100	410	310	100	360	0,80	0,50
	19—*2*. Усть-Шегарский	1800	—2100	420	320	100	360	0,80	0,40
	19—*3*. Усть-Вьюнский	1800	—2100	430	330	100	360	0,80	0,38
	19—*4*. Томь-Обское междуречье	1850	—2050	430	330	100	380	0,70	0,35

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
20	*Чулымо-Карасукские увалы Приобского плато*								
	20—*1.* Карасукский увал	1950	—2100	400	270	130	420	0,55	0,39
	20—*2.* Колывано-Ордынский	1900	—2100	360	270	90	430	0,58	0,36
	20—*3.* Чулымская возвышенная равнина	1800	—2150	410	290	120	400	0,60	0,45
21	*Каменско-Барнаульские увалы Приобского плато*								
	21—*1.* Верхне-Кулундинский	2080	—1900	370	290	80	480	0,50	0,27
	21—*2.* Каменско-Барнаульский берег	2100	—2000	340	250	90	450	0,45	0,31
	21—*3.* Бурлинско-Кулундинское междуречье	2050	—2000	380	280	100	460	0,52	0,34
	21—*4.* Касмалинско-Барнаульский	2050	—1850	390	280	110	470	0,53	0,36
22	*Бийско-Чумышский*								
	22—*1.* Восточный склон	2000	—1800	420	300	120	420	0,50	0,35
	22—*2.* Барнаульский	2000	—1800	430	310	120	450	0,60	0,35
	22—*3.* Камышинский увал	1850	—1800	440	310	130	410	0,65	0,40
	22—*4.* Бийский	2050	—1650	460	350	110	450	0,65	0,50
	22—*5.* Яминско-Харабинское плато	1850	—1600	480	340	140	430	0,70	0,50
23	*Сузунско-Черепановские увалы*								
	23—*1.* Причумышский подборовой	1900	—2050	370	300	70	420	0,65	0,36
	23—*2.* Черепановская равнина	1850	—2100	380	300	80	400	0,68	0,48
	23—*3.* Искитимская степь	1900	—2100	400	300	100	430	0,69	0,40
	23—*4.* Сузунско-Мильтюшинское плато	1800	—2150	430	300	130	380	0,70	0,45
24	*Обские террасы и уступы Приобского плато*								
	Колыванский, Бердский, Чингисский боры	1850	—2150	420	310	110	400	0,70	0,47
	24—*1.* Сузунский бор	1800	—2050	450	320	130	420	0,70	0,36
	24—*2.* Боровлянский бор	1900	—1700	450	330	120	420	0,70	0,35
25	*Северо-западные предгорья Алтая*								
	25—*1.* Курьинский	2100	—1700	400	290	110	530	0,50	0,50
	25—*2.* Краснощековский	2100	—1700	430	320	110	500	0,52	0,50
	25—*3.* Верхне-Алейский	2100	—1700	450	350	100	500	0,55	0,50
26	*Рубцовская степь*								
	26—*1.* Рубцовский	2300	—1750	320	230	90	600	0,30	0,40
	26—*2.* Поспелихинский	2200	—1850	350	250	100	560	0,35	0,38
27	*Алейская степь*								
	27—*1.* Усть-Чарышский	2100	—1750	360	280	80	500	0,45	0,33
	27—*2.* Алейский	2200	—1800	380	280	100	530	0,48	0,36
	27—*3.* Белоглазовский	2200	—1750	390	290	100	520	0,50	0,40
28	*Северные подгорные равнины Алтая*								
	28—*1.* Подгорный Ануйский	2200	—1600	450	330	120	450	0,68	0,50
	28—*2.* Подгорный Катунский	2200	—1500	500	370	130	430	0,70	0,60
	28—*3.* Бие-Катунский	1900	—1400	580	430	150	380	1,00	0,65

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
29	*Причумышский*	1850	—1700	520	360	160	380	0,70	0,50
30	*Иня-Бердский*								
	30—*1.* Изылинская котловина	1850	—2050	400	310	90	390	0,70	0,40
	30—*2.* Буготакский	1800	—2100	450	330	120	360	0,80	0,50
	30—*3.* Бердский	1850	—2100	500	350	150	350	0,85	0,50
31	*Сокурский*								
	31—*1.* Тогучинский	1830	—2050	420	330	90	400	0,68	0,39
	31—*2.* Болотнинский	1850	—2100	430	350	80	410	0 68	0,46
	31—*3.* Мошковский	1850	—2100	440	330	110	410	0,70	0,46
32	*Кузнецкая котловина (южная часть)*								
	32—*1.* Караканский	1800	—1750	360	250	110	400	0,70	0,42
	32—*2.* Новокузнецкий	1900	—1600	500	380	120	370	0 90	0,49
	32—*3.* Придолинный (устья рек Тайдон—Ускат)	1800	—1700	550	410	140	350	1,00	0,50
	32—*4.* Томь-Кондомский	1850	—1400	700	450	250	330	1,20	0,60
33	*Кузнецкая котловина (северная часть)*								
	33—*1.* Верхне-Инской	1850	—1900	360	300	60	400	0,70	0,30
	33—*2.* Придолинный на участке Юрга—Крапивино	1800	—1900	450	310	140	380	0,72	0,37
	33—*3.* Томь-Инской водораздел на участке: Топки — Тарадановский увал	1700	—1950	480	380	100	400	0,76	0,42
	33—*4.* Участок водораздела Юрга — Топки	1750	—2000	500	380	120	420	0,80	0,41
34	*Томский*								
	34—*1.* Нижне-Чулымский	1750	—2050	430	340	90	360	0,75	0,40
	34—*2.* Юксинский водораздел	1700	—2050	480	380	100	370	0,80	0,38
	34—*3.* Тайгинский	1650	—2000	550	400	150	360	0,90	0,48
35	*Мариинский*								
	35—*1.* Чебулинская степь	1780	—1950	380	300	80	370	0,80	0,45
	35—*2.* Зыряновское Причулымье	1750	—2000	430	340	90	360	0,85	0,46
	35—*3.* Зачулымский	1800	—2100	410	300	110	370	0,82	0,40
36	*Тяжинский*								
	36—*1.* Тисульская степь	1800	—1800	380	320	60	370	0,78	0,46
	36—*2.* Тяжин-Итатское плато	1650	—1850	450	350	100	350	0,85	0,43
	36—*3.* Причетье	1700	—1950	480	360	120	360	0,80	0,40
37	*Ачинский*								
	37—*1.* Ачинская лесостепь (юг)	1700	—1750	380	300	80	370	0,75	0,40
	37—*2.* Ачинская лесостепь (север)	1650	—1800	420	320	100	360	0,80	0,37

Ближе к Оби в Алейском районе (27) увеличивается количество летних осадков и запасы воды и снега, но уменьшаются теплоэнергетические ресурсы испарения. Суммы температур выше 15° в Алейске уменьшаются до 1700°. Степистость ландшафта также менее выражена. В последних работах по геоботаническому районированию эта территория отнесена к лесостепи (Куминова, Вагина, Лапшина, 1963). Южная часть района (27—*3*), расположенная в междуречье рек Алея и Чарыша, более возвышенная и расчлененная увалами, отличается большим количеством осадков.

Приобская часть Алейской впадины входит в зону подветренного иссушения, и там действуют другие процессы климатообразования. По берегу Оби нами проведена провинциальная граница между климатами гор и равнин.

ЛИТЕРАТУРА

Абрамович Д. И., Крылов Г. В., Николаев В. А., Терновский Д. В. Западно-Сибирская низменность. М., Географиздат, 1963.

Абрамович Д. И. Воды Кулундинской степи. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1960.

Агупов А. В. Норма стока и колебания водности рек Западной Сибири.— В кн. Колебания водности и изменения речного стока. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Агроклиматические и водные ресурсы районов освоения целинных и залежных земель. Ред. Ф. Ф. Давитая, Л., 1955.

Агроклиматические справочники УГМС по областям юго-востока Западной Сибири. Гидрометиздат, 1957—1960.

Александрова В. Д., Базилевич Н. И., Занин Г. В. и др. Природные ресурсы Алтайского края.— В кн.: Природное районирование Алтайского края. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Александрова В. Д., Гуричева Н. П., Иванина Л. И. Растительный покров и природные кормовые угодья Алтайского края.— В кн.: Природное районирование Алтайского края. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Алисов Б. П. Климатические области и районы СССР. М., Географиздат, 1947.

Алисов Б. П. Климат СССР. М., Изд-во Московского ун-та, 1956.

Алисов Б. П. Принципы климатического районирования СССР. Изв. АН СССР, серия геогр., 1957, № 6.

Алпатьев А. М. Влагооборот культурных растений. Л., Гидрометеоиздат, 1954.

Анапольская Л. Е. Режим скоростей ветра Западной Сибири и Казахстана. Тр. ГГО, вып. 85. Л., 1958.

Багров Н. А. О среднем многолетнем испарении с поверхности суши. «Метеорология и гидрология», 1953, № 10.

Байбакова Е. М., Дзердзеевский Б. Л. Структура климата в погодах равнин Азиатской части СССР и ее связь с общей циркуляцией атмосферы.— В кн.: Вопросы физической географии. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Берг Л. С. Опыт разделения Сибири и Туркестана на ландшафтные и морфологические области. Сб. в честь 70-летия Р. Н. Анучина, М., 1913.

Берг Л. С. Климат и жизнь. Изд. 2-е, М., Географиз, 1947.

Берг Л. С. Географические зоны Советского Союза. М., Географиз, т. 1, изд. 3-е, 1947, т. II, 1952.

Бейром С. Г., Михайлова Е. В., Селяков С. Н. Мелиоративное районирование Кулунды. Тр. Биологического ин-та СО АН СССР, вып. 4. Новосибирск, 1959

Борисов А. А. Климаты СССР. М., Учпедгиз, 1948.

Будаговский А. И. Научные и практические аспекты изучения теплового и водного балансов сельскохозяйственных полей и леса.— В кн.: Тепловой баланс леса и поля. М., Гидрометеоиздат, 1962.

Будаговский А. И. Испарение воды почвой. Там же.

Будыко М. И. Испарение в естественных условиях. Л., Гидрометеоиздат, 1948.

Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Л., Гидрометеоиздат, 1956.

Будыко М. И., Дроздов О. А., Львович М. И. и др. Изменение климата в связи с планом преобразования природы засушливых районов СССР. Л., 1952.

Булинская Н. А. Атлас барических характеристик циклонов и антициклонов. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Вагина Т. А. Засоленные луга Барабы и Кулунды и их генезис. Тр. Центр. бот. сада СО АН СССР, вып. 6, 1963.

Вангенгейм Г. Я. Колебания атмосферной циркуляции над северным полушарием. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., т. X, 1946, № 5.

Вандакурова Е. В. Растительность Кулундинской степи. Новосибирск, Изд-во Зап.-Сиб. филиала АН СССР, 1950.

Вандакурова Е. В. Ботанико-географическое районирование Новосибирской области. Тр. Новосибирского отд. Всесоюзного геогр. об-ва. Новосибирск, 1957.

Вознесенский А. В. Карта климатов СССР.— В кн. Тр. по сельскохозяйственной метеорологии, вып. 21. Л., 1930.

Волобуев В. Р. Почвы и климат. Баку, Изд-во АН АзССР, 1956.

Волобуев В. Р. Соотношение между почвами и гидрологическими условиями. Тр. III Всесоюзн. гидролог. съезда, т. 3. Л., Гидрометеоиздат, 1959.

Воскресенский С. С. Геоморфология Сибири. М., Изд-во Московского ун-та, 1962.

Выдрин И. П. Опыт деления Алтайской губернии на сельскохозяйственные районы по почвенным признакам. «Русский почвовед», 1922, № 1—2.

Галахов Н. Н. Микроклиматические наблюдения в районах среднего Приангарья. Тр. Института географии АН СССР. М., 1955.

Галахов Н. Н. Изучение структуры климатических сезонов года. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Гвоздецкий Н. А. и Михайлов Н. И. Физическая география СССР (Азиатская часть). М., Географгиз, 1963.

Геоботаническая карта СССР. Под ред. Е. М. Лавренко и В. Б. Сочавы. М. 1 : 4000000. Изд. Ботан. ин-та АН СССР, 1957.

Герасимов И. П. Основные вопросы геоморфологии и палеогеографии Западно-Сибирской низменности. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз. М., 1940, № 5.

Герасимов И. П., Иванова Е. Н. Процесс континентального соленакопления в почвах, породах, подземных водах и озерах Кулундинской степи (Западная Сибирь). Тр. Почвенного ин-та им. В. В. Докучаева, т. 9. Л., Изд-во АН СССР, 1934.

Герасимов И. П. Гидротермические факторы почвообразования.— В кн.: Тепловой и водный режим земной поверхности. Л., Гидрометеоиздат, 1960.

Герасимов И. П. Самобытность генетических типов почв Сибири.— В кн.: Сибирский географический сборник, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Геологическое строение и перспектива нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. Под ред. Н. Н. Ростовцева. М., 1958.

Градобоев Н. Д., Прудникова В. М., Сметанин И. С. Почвы Омской области. Омск, 1960.

Григор Г. Г. и Земцов А. А. Природное районирование Западной Сибири.— В кн.: Природное и сельскохозяйственное районирование СССР. М., Географгиз, 1961.

Григор Г. Г. К вопросу о физико-географическом районировании Барабинской лесостепи. Тр. Томского ун-та, т. 147. Томск, 1957.

Григор Г. Г., Коженкова З. П., Тюменцев Н. Ф. Физико-географическое районирование Томской области.— В кн.: Вопросы географии Сибири, Сб. 4. Изд-во Томского ун-та. Томск, 1962.

Григорьев А. А. О некоторых основных физико-географических закономерностях. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1937, № 4.

Григорьев А. А. Субарктика. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1946.

Григорьев А. А. Географическая зональность и некоторые ее закономерности. Изв. АН СССР, серия геогр., 1954, № 5—6.

Григорьев А. А. О некоторых основных проблемах физической географии. Изв. АН СССР, серия геогр., 1957, № 6.

Григорьев А. А. Режим тепла и влаги и географическая зональность. Материалы к III съезду Географич. об-ва СССР. Л., 1959.

Гольцберг И. А. Микроклимат Казахстанского мелкосопочника. «Метеорология и гидрология», 1957, № 3.

Гольцберг И. А. Картирование климатических элементов с учетом требований сельскохозяйственного производства.— В кн.: Вопросы агроклиматического районирования СССР. М., 1958.

Гольцберг И. А. Агроклиматическая характеристика заморозков в СССР и методы борьбы с ними. Л., Гидрометеоиздат, 1961.

Городков Б. Н. Опыт деления Западно-Сибирской низменности на ботанико-географические области. Ежегодник Тобольского музея, вып. XXVII, 1916.

Горшенин К. П. География почв Сибири. Омское областное гос. изд-во, 1939.

Горшенин К. П. Почвы южной части Сибири (от Урала до Байкала). М., Изд-во АН СССР, 1955.

Гуськов Н. И. Почвы Новосибирской области. Новосибирское кн. изд-во, 1947.

Дементьев В. А. Опыт геоморфологического районирования Западно-Сибирской низменности. Изв. Всесоюзного геогр. об-ва, вып. 3, 1940.

Дзердзеевский Б. Л., Курганская В. М., Витвицкая З. М. Типиза-

ция циркуляционных механизмов в северном полушарии и характеристика синоптических сезонов. Л., 1946.

Дзердзеевский Б. Л. Метеорологические особенности 1954 г. на целинных и залежных землях Алтайского края и севера Казахстана. Изв. АН СССР, сер. геогр., 1955, № 2.

Дзердзеевский Б. Л. Циркуляционные схемы сезонов года в Северном полушарии. Изв. АН СССР, сер. геогр., 1957, № 1.

Докучаев В. В. Учение о зонах природы. Спб., 1899, М., Географгиз, 1948.

Дородницин А. А. Возмущение воздушного потока, вызываемого неровностями на поверхности земли. Тр. ГГО, вып. 28, 1938.

Дородницин А. А. Некоторые задачи обтекания неровностей поверхности земли воздушным потоком. Тр. ГГО, вып. 31, 1940.

Дроздов О. А. Средние месячные и годовые количества осадков в СССР, Вестник ЛГУ, 1948, № 7.

Дроздов О. А. и др. Атмосферные осадки.— В кн.: Агроклиматические водные ресурсы районов освоения целинных и залежных земель. Гидрометеоиздат, Л., 1955.

Дудецкий В. Д. Опыт климатического районирования черноземной полосы Западной Сибири, т. 5. Омск, Изд. Зап.-Сиб. отд. ВГО, 1926.

Дюбюк А. Ф. О циркуляции в атмосфере и типах циркуляции атмосферы над Европой и Западной Сибирью. Л., Гидрометеоиздат, 1947.

Естественно-историческое районирование СССР. Тр. комиссии по ест.-истор. районированию СССР, т. I. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947.

Занин Г. В. Геоморфология Алтайского края.— В кн.: Природное районирование Алтайского края. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Западная Сибирь. Природные условия и естественные ресурсы. Ред. Г. Д. Рихтер. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Засухи в СССР, их происхождение, повторяемость и влияние на урожай. Ред. А. И. Руденко. Л., Гидрометеоиздат, 1958.

Земцов А. А. Материалы к геоморфологии бассейна реки Парабель.— В кн.: Вопросы географии Сибири, Сб. 4. Томск, Изд-во Томского ун-та, 1953.

Земцов А. А. Геолого-геоморфологический очерк Вах-Тазовского междуречья. Тр. Томского ун-та, т. 147. Томск, Изд-во Томского ун-та, 1957.

Земцов А. А. О зандровой равнине в центральной части Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Ледниковый период на территории Евр. ч. СССР и Сибири. М., Изд-во МГУ, 1959.

Земцов А. А. и Шацкий С. Б. К вопросу о геоморфологическом районировании северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. Там же.

Зубенок Л. И. и Дьяченко Л. Н. Испарение в районах освоения целинных и залежных земель. Тр. ГГО, вып. 66 (128), 1956.

Зыков И. В. Снежный покров в Сибирской лесостепи. Землеведение. Нов. серия, т. 11. М., 1948.

Иванов В. К. Климат Омской области. Омск, Книжное изд-во, 1937.

Иванов В. К. Условия возникновения и характер суховеев Западной Сибири.— В кн.: Суховеи, их происхождение и борьба с ними. М., Изд-во АН СССР, 1957.

Иванов В. К. Климатические зоны Западной Сибири.— В кн.: Система агротехнических и др. мероприятий в колхозах и совхозах Западной Сибири. Омск, 1957.

Иванов Н. Н. Зоны увлажнения земного шара. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 3, 1941.

Иванов Н. Н. Карта испаряемости в равнинной части СССР. Ученые записки Ленинградского ун-та, серия геогр., вып. 13, Л., 1959.

Исаченко А. Г. Основные вопросы физической географии. Л., Изд-во Ленинградского ун-та, 1953.

Исаченко А. Г. Учение о ландшафте и физико-географическое районирование. Л., Изд-во ЛГУ, 1962.

Камбалов Н. А. Природа и природные богатства Алтайского края. Барнаул, Алтайское книжное изд-во, 1955.

Карнацевич И. В. Увлажнение и водный баланс территории Западно-Сибирской равнины. Труды Омского с.-х. института. Гидромелиоративный ф-т, т. 57. Омск, 1965.

Кибель И. А. Применение к метеорологии уравнений механики бароклинной жидкости. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1940, № 5.

Ковалев Р. В., Трофимов С. С. Почвенное районирование Западной Сибири и Целинного края. Доклады сибирских почвоведов VIII Межд. почвен. конгрессу. Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1964.

Константинов А. Р. Испарение в природе. Л., Гимиз, 1963.

Колдомасов Л. И. Климат Западной Сибири. Новосибирское книжное изд-во, 1947.

Колдомасов Л. И. Агроклиматические условия периода уборки урожая в

Новосибирской области.— В кн.: О системе ведения сельского хозяйства в Новосибирской области. Материалы выездной сессии ВАСХНИЛ, т. II. Новосибирское книжное изд-во, 1958.

Колобков М. Н. Кулундинская степь. Новосибирское книжное изд-во, 1953.

Колобков М. Н. Агрономическое минеральное сырье восточных районов РСФСР. Новосибирское книжное изд-во, 1963.

Колосков П. И. Агроклиматическое районирование Казахстана. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947.

Кожевникова З. П. Температурный режим и режим осадков Томской области. Тр. Томского ун-та, т. 147. Томск, 1957.

Кожевникова З. П. Режим ветра, облачности, влажности и особых явлений в районах Томской области.— В кн.: Вопросы географии Сибири, вып. 4. Томск, Изд-во Томского ун-та, 1962.

Кочин Н. Е. Собрание сочинений, т. I. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949.

Кочин Н. Е. (редактор). Динамическая метеорология, ч. I. Л., Редиздат ЦУЕГМС, 1935; ч. II. Гидрометеоиздат, 1938.

Кочина П. Я. Орошение Кулундинской степи. Вестник АН СССР, 1960, № 5.

Крылов П. Н. Очерк растительности Сибири. Томск, 1919.

Крылов П. Н. Флора Западной Сибири, т. I—XI, Томск, 1927—1949.

Крылов Г. В., Салатова Н. Г. Леса Западной Сибири. Новосибирск, 1950.

Крылов Г. В. Березовые леса Томской области и их типы. Новосибирск, 1953.

Крылов Г. В. Леса Западной Сибири. История изучения, типы лесов, районирование, пути использования и улучшения. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Крылов Г. В. Лесные ресурсы и лесорастительное районирование Сибири и ДВ. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.

Кузьмина М. С. Растительность Барабы. Тр. Почвенного ин-та, т. 36. М., Изд-во АН СССР, 1953.

Кузьмина М. С. Болота.— В кн.: Растительные богатства Новосибирской области. Изд-во СО АН СССР, 1961.

Куминова А. В., Вандакурова Е. В. Степи Сибири. Новосибирское книжное изд-во, 1949.

Куминова А. В. Растительность Кемеровской области. Новосибирск, Изд. Зап.-Сиб. филиала АН СССР, 1950.

Куминова А. В. Растительный покров Алтая. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1960.

Куминова А. В. Основные закономерности распределения растительного покрова в юго-восточной части Западно-Сибирской низменности. Тр. Центрального Бот. сада СО АН СССР, вып. 6, Новосибирск, 1963.

Куминова А. В., Вагина Т. В., Лапшина Е. И. Геоботаническое районирование юго-востока Западно-Сибирской низменности. Тр. Центрального Бот. сада СО АН СССР, вып. 6. Новосибирск, 1963.

Курс метеорологии. Ред. П. Н. Тверской. Л., Гидрометеоиздат, 1951.

Кузнецов А. Т. Климатические особенности Казахстана.— В кн.: Вопросы географии Казахстана, вып. 7. Алма-Ата, Изд-во АН Казахской ССР, 1960.

Лапшина Е. И. Березовые леса юго-востока Западной Сибири. Тр. Центрального Бот. сада СО АН СССР, вып. 6. Новосибирск, 1963.

Мартынов В. А. Основные черты геоморфологии Кулундинской степи. Вестник Зап.-Сиб. геолог. упр., вып. 1. Томск, 1957.

Материалы IV межвузовского совещания по районированию для сельского хозяйства. Ред. Н. А. Гвоздецкий. М., Изд-во Московского ун-та, 1963.

Материалы по физико-географическому районированию СССР (Сибирь и Дальний Восток). Ред. Н. А. Гвоздецкий. М., Изд-во Московского ун-та, 1964.

Мезенцев В. С. Метод гидролого-климатических расчетов и опыт его применения для районирования Западно-Сибирской равнины по признакам увлажнения и теплообеспеченности, т. XXVII. Омск, Изд-во Омского с.-х. ин-та, 1957.

Мезенцев В. С. Атлас увлажнения и теплообеспеченности Западно-Сибирской равнины. Омск, Изд-во Омского с.-х. ин-та, 1961.

Мезенцев В. С. Определение суммарного испарения за внутригодовые периоды. Тр. Омского с.-х. ин-та, т. LI, Омск, 1963.

Мещеряков Ю. А. Морфоструктура Западно-Сибирской равнины. Изв. АН СССР, серия геогр., 1962, № 3.

Михайлов Н. И. Сибирь. Изд. 2-е. М., Географгиз, 1956.

Михайлов Н. И. Мелкомасштабное физико-географическое районирование Сибири.— В кн.: Физико-географическое районирование СССР. М., Изд-во Московского ун-та. 1960.

Михайлов Н. И. Физическая география Сибири и Дальнего Востока. Курс лекций, ч. 1—3. М., 1960—1961.

Михайлов Н. И. Физико-географическое районирование, ч. II. М., Изд-во Московского ун-та, 1962.

Мосиенко Н. А. К вопросу о распределении снежного покрова на Приобском плато. Изв. Новосиб. Отд. геогр. об-ва СССР, вып. 1, 1957.

Мосиенко Н. А. К вопросу о лиманном орошении сенокосных и пахотных угодий Кулундинской степи. Тр. Биологического ин-та, вып. 4. Новосибирск, Изд. СО АН СССР, 1959.

Мосиенко Н. А. Орошение степи. Новосибирск. Зап.-Сиб. книжное изд-во, 1964.

Орлова В. В. Границы бореальных климатов. Тр. ГГО, вып. 19, 1938.

Орлова В. В. Климатический очерк Барабинской низменности. Л., Гидрометеоиздат, 1954.

Орлова В. В. Влагооборот Западной Сибири во влажные и засушливые вегетационные периоды. Тр. ГГО, вып. 70, 1957.

Орлова В. В. Климат СССР, Западная Сибирь, вып. 4, Л., Гидрометеоиздат, 1962.

Панадиади А. Д. Барабинская низменность. М., Географгиз, 1953.

Пармузин Ю. П. О системе таксономических единиц физико-географического районирования. Научн. доклад Высшей школы, геолого-геогр. науки. М., 1958, № 1.

Петров Б. Ф. Почвы Алтайско-Саянской области. Тр. Почв. ин-та АН СССР, т. XXXV, М., Изд-во АН СССР, 1952.

Пиварелис П. П. Сток в бассейне Оби. ГГИ, вып. 12, 1934.

Погосян Х. П. и Бурцев А. Н. Условия формирования значительных осадков над югом Западной Сибири. Тр. ЦИП, вып. 60, 1957.

Попова К. И. Распределение и годовой ход осадков в юго-восточной части Западно-Сибирской низменности. Тр. Томского ун-та, т. 147, 1957.

Попова К. И. и Рутковская Н. В. О связи осадков с циркуляционным режимом в холодный период на юго-востоке Западно-Сибирской низменности. Тр. ГГО, вып. 113, 1960.

Попова К. И. Краткая характеристика связей осадков с циркуляционным режимом за теплый период над юго-восточной частью Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Вопросы географии Сибири, Сб. 4. Томск, Изд-во Томского ун-та, 1962.

Почвенно-географическое районирование СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Природное районирование Северного Казахстана. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960.

Природное районирование центральной части Красноярского края и некоторые вопросы пригородного хозяйства. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Прокаев В. И. и Оленев А. М. Физико-географическое районирование Свердловской области в связи с районированием Урала и Западной Сибири.— В кн.: Сибирский географический сборник, вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Прокаев В. И. Об основных типах дифференциации географической оболочки в связи с проблемой единой методики физико-географического районирования. Изв. Всесоюзного геогр. об-ва, т. 96, вып. 2, 1964.

Протопопов Н. Н. Новосибирская область. Новосибирское книжное изд-во, 1955.

Рогозин Л. А. Материалы к геоморфологическому районированию восточной котловины Томской области и сопредельных территорий.— В кн.: Вопросы географии Сибири, вып. 2. Томск, Изд-во Томского ун-та, 1951.

Растительные богатства Новосибирской области. Ред. К. А. Соболевская. Новосибирск. Изд-во СО АН СССР, 1961.

Развитие и преобразование географической среды. М., Изд-во «Наука», 1964.

Ревердатто В. В. О принципах и методах естественноисторического районирования Сибири.— В кн.: Материалы по изучению Сибири, т. 1. Томск, 1930.

Ревердатто В. В. Растительность Сибири (Естественноисторические условия сельскохозяйственного производства Сибири, ч. 3). Новосибирск, 1931.

Рихтер Г. Д. Снежный покров, его формирование и свойства. М.—Л., 1945.

Рихтер Г. Д. Роль снежного покрова в физико-географическом процессе. Тр. Института географии АН СССР, вып. 40, 1948.

Рихтер Г. Д. О значении адвекции тепла и влаги в формировании природных зон. Изв. АН СССР, серия геогр. 1960, № 2.

Рихтер Г. Д. Природное районирование Сибири и Дальнего Востока.— В кн.: Проблемы географии Сибири и Дальнего Востока. Иркутск, 1960.

Рихтер Г. Д. Природное районирование СССР. Изв. АН СССР, серия геогр. 1961, № 3.

Рихтер Г. Д. Западная Сибирь (Рельеф и геологическое строение).— В кн.: Западная Сибирь. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Рутковская Н. В. Максимальная высота снежного покрова на юго-востоке Западно-Сибирской низменности. Тр. Томского ун-та, т. 147. Томск, 1957.

Рутковская Н. В. Районирование территории юго-востока Западно-Сибирской низменности по характеру снежного покрова.— В кн.: Вопросы географии Сибири, Сб. 4. Томск, Изд-во Томского ун-та, 1962.

Савина С. С. Связь гидротермических условий с типами почв на Европейской территории СССР. Изв. АН СССР, серия геогр., 1963, № 1.

Сапожникова С. А. Микроклимат и местный климат. Л., Гидрометеоиздат, 1950.

Сапожникова С. А. Опыт агроклиматического районирования территории СССР.— В кн.: Вопросы агроклиматического районирования СССР. М., 1958.

Сапожникова С. А. Опыт климатического расчета урожайности сельскохозяйственных культур. Тр. Укр. н.-и. гидрометеор. ин-та, вып. 16. М., 1959.

Сапожникова С. А. Принципы сельскохозяйственной бонитировки климата.— В кн.: Труды Всесоюзного научно-метеорол. совещания, т. VIII, 1963.

Селянинов Г. Т. Классификация климатов на производственной основе. Изв. Всесоюзн. геогр. об-ва. 1957, № 3.

Селянинов Г. Т. Принципы агроклиматического районирования территории СССР.— В кн.: Вопросы агроклиматического районирования СССР. М., 1958.

Селяков С. Н. Характеристика почв целинных и залежных угодий степных и лесостепных районов Западной Сибири. Тр. Биологического ин-та Зап.-Сиб. филиала АН СССР, вып. 3. Новосибирск, 1957.

Слядnев А. П. Очерки климата Алтайского края. Барнаул, Книжное изд-во, 1958.

Слядnев А. П. и Фельдман Я. И. Важнейшие черты климата Алтайского края.— В кн.: Природное районирование Алтайского края. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Слядnев А. П. Агроклиматическое районирование Новосибирской области.— В кн.: Районы Новосибирской области. Новосибирское книжное изд-во, 1959.

Слядnев А. П. Природно-климатическое районирование Западной Сибири. Тр. ГГО, вып. 162, 1964.

Слядnев А. П. Климатическое районирование юго-востока Западно-Сибирской равнины в связи с районированием Западной Сибири.— В кн.: Сибирский географический сборник, вып. 3. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1964.

Солнцев Н. А. Природный географический ландшафт и некоторые его общие закономерности. Тр. II Всесоюзного геогр. съезда, т. I, 1948.

Солнцев Н. А. О некоторых принципиальных вопросах проблемы физико-географического районирования. «Научный доклад высшей школы», геолог.-геогр. науки, 1958, № 2.

Солнцев Н. А. История физико-географического районирования Европейской части СССР.— В кн.: Физико-географическое районирование СССР. М. Изд-во МГУ, 1960.

Сочава В. Б., Исаченко Т. И., Лукичева А. Н.— Общие черты географического распространения лесной растительности Западно-Сибирской низменности. Изв. Всесоюзного геогр. общества, т. 85, вып. 2, 1952.

Сочава В. Б. Лиственничные леса. Темнохвойные леса.— В кн.: Растительный покров СССР, т. 1. Пояснительный текст к «Геоботанической карте СССР». М. 1 : 4000000. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956.

Сочава В. Б. Принципы физико-географического районирования.— В кн.: Вопросы географии. Сб. ст. для XVIII Межд. геогр. конгресса. М., Изд-во АН СССР, 1956.

Сочава В. Б. Исходные положения типизации таежных земель на ландшафтно-географической основе.— В кн.: Доклады института географии Сибири и Дальнего востока. Иркутск, 1962.

Суслов С. П. Физическая география СССР (Азиатская часть). Изд. 2-е. М. Учпедгиз, 1958.

Тронов М. В. Очерки оледенения Алтая (Записки Всесоюзн. геогр. об-ва, новая серия, т. 9). М., Географгиз, 1949.

Тронов М. В. Вопросы связи между климатом и оледенением. Томск, Изд-во Томского ун-та, 1956.

Тронов М. В. О некоторых географических признаках климата в высокогорной местности.— В кн.: Гляциология Алтая, вып. III. Томск, Изд-во Томского ун-та, 1964.

Фельдман Я. И. и Шварева Ю. Н. Климатические условия территории земель нового сельскохозяйственного освоения в Северном Казахстане и предгорных районах Алтайского края. Изв. АН СССР, серия геогр., 1955, № 2.

Фельдман Я. И. Важнейшие черты климата Алтайского края.— В кн.: Почвы Алтайского края. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Физико-географическое районирование СССР. Ред. Н. А. Гвоздецкий и Н. И. Михайлов. М., Изд-во Московского ун-та, 1960.

Хромов С. П. Основы синоптической метеорологии. Л., Гидрометеоиздат, 1948.

Хромов С. П. Динамическая климатология и проблема классификации климатов.— В кн.: Вопросы географии. Сб. статей для XVIII Межд. геогр. конгресса. Изд-во АН СССР, 1956.

Чемоданов С. Г. Средний сток рек Западной Сибири и его распределение в году. Тр. Трансп.-энерг. ин-та, вып. 3. Новосибирск, 1952.

Шашко Д. И. Агроклиматическое районирование СССР по обеспеченности растений теплом и влагой.— В кн.: Вопросы агроклиматического районирования СССР. М., 1958.

Шашко Д. И. Климатические ресурсы сельского хозяйства СССР.— В кн.: Почвенно-географическое районирование СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Шмаков В. М. Годовой сток рек Западной Сибири и Северного Казахстана. Тр. Омского с.-х. ин-та, т. LI. Омск, 1963.

Шостакович В. Б. Климатический очерк Сибкрая. Новосибирское кн. изд-во, 1931.

Шумилова Л. В. О расчленении Сибири на ботанико-географические провинции.— В кн.: Вопросы географии Сибири, Сб. 1. Томск, Изд-во Томского ун-та, 1949.

Шумилова Л. В. Ботаническая география Сибири. Томск. Изд-во Томского ун-та, 1962.

Шульгин А. М. Почвенно-климатические зоны и районы Алтайского края. Тр. Алтайского с.-х. ин-та, вып. 1. Барнаул, 1948.

А. П. СЛЯДНЕВ

ЗАСУХИ НА ЮГО-ВОСТОКЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ, ИХ ПРИЗНАКИ И ПОВТОРЯЕМОСТЬ

На равнинах юго-востока Западной Сибири в течение последних лет проявляется исключительный недостаток атмосферного увлажнения. В 1961, 1962 и особенно в 1963 г. наблюдалось нарушение обычного гидротермического режима в почве и воздухе: тепла поступало больше, а влаги меньше обычного.

Естественно, что указанные диспропорции, выступая наиболее резко в теплом периоде, отрицательно сказывались на урожаях сельскохозяйственных культур, понижавшихся от одного года к другому, и, наконец, в 1963 г. неблагоприятный гидротермический режим получил размах стихийного бедствия.

Засухи периодически снижали урожай и в прошлом. Поэтому проблема организации сельскохозяйственного производства, не зависящего от условий увлажнения, всегда волновала умы. Очевидно и в дальнейшем засухи останутся одним из проявлений особенностей континентального климата. Поэтому борьба с ними — одна из самых актуальных задач современного земледелия, причем из всех проблем, стоящих перед народным хозяйством, эта проблема особенно сложна. Ее решение связано с большими капиталовложениями и привлечением науки и техники на помощь сельскому хозяйству.

Решения декабрьского (1963), февральского (1964) и мартовского (1965) Пленумов ЦК КПСС заложили основы более научной организации сельскохозяйственного производства, постепенно освобождающегося от подчиненности природной стихии.

Естественно, что на создание механизированного, оснащенного в полной мере техникой и удобрениями, интенсивного сельского хозяйства потребуется не один год. Ближайшие 10—15 лет проблема получения устойчивых высоких урожаев еще будет решаться в борьбе с неблагоприятными метеорологическими условиями. Поэтому на данном этапе развития сельского хозяйства Сибири особенно необходима разработка и применение научно обоснованной системы земледелия, направленной на преодоление вредных последствий неустойчивости гидротермических условий.

На сельскохозяйственном производстве лесостепной и степной части Западной Сибири в первую очередь отражается главная отрицательная сторона климата — недостаток атмосферного увлажнения, периодически повторяющийся через ряд лет. Обычно при этом наблюдаются высокие температуры воздуха, суховеи и ветры, т. е. складываются метеорологические условия, называемые засухой. О способах уменьшения вредного последствия засух известно еще немного — фактически в Западной Сибири еще нет вполне оправданной системы агротехники, о чем убедительно свидетельствует итог 1963 хозяйственного года.

Следовательно, необходимо дальнейшее всестороннее изучение признаков и проявлений засух. Из прошлого известно, что разговоры о за-

сухе, о необходимости борьбы с нею продолжаются обычно только до очередного благоприятного, урожайного года и снова возобновляются с очередной засухой. Очевидно, сейчас же по свежим следам в памяти полезно зафиксировать яркие приметы прошедшего стихийного бедствия с тем, чтобы на его уроках учиться бороться с засухой.

Главный признак засухи — нарушение средних пропорций между теплом и увлажнением — достиг максимального развития к началу июля 1963 г., т. е. июнь можно принять за крайнюю точку амплитуды отклонения гидротермического режима в сторону избытка тепловых ресурсов. Движение гигантского маятника природы в эту сторону началось несколько лет назад. Уже с 1961 г. баланс увлажнения в лесостепи и степи юго-востока Западной Сибири становится более отрицательным, чем обычно. За 1961 г. на равнине повсеместно выпало осадков меньше средней многолетней «нормы», а энергетические ресурсы испарения были больше обычных. Например, в Славгороде выпало за год 252 мм при «норме» 300 мм, а суммарное возможное испарение составило 670 мм. Следовательно, в наследство от 1961 г. почвенные горизонты остались иссушенными. В последующие 1962 и 1963 гг. продолжались процессы постепенного накопления дефицита в почвенном увлажнении — резервы продуктивной влаги истощались на всю глубину почвенных горизонтов.

Об угрожающем нарастании с каждым годом дефицита в увлажнении свидетельствовали величины избытка теплоэнергетических ресурсов. Если сопоставить ряд последних лет, то окажется, что избыточные суммы радиационного тепла вырастали от одного года к другому в связи с уменьшением расходов на испарение (табл. 1). Так, в Купино при «норме» 12 ккал на см² избыток тепла составил в 1961 г. 16, в 1962 — 31, в 1963 — 41 ккал/см². Очевидно, в Центральной Кулунде эти значения были еще больше. Избыток тепла в тепловом балансе подстилающей поверхности показывает размеры возможного иссушения почвенных горизонтов.

Рассмотренный ход формирования **почвенной засухи** является одним из признаков засух и может быть использован в прогностических целях.

Таблица 1

Признаки развития засухи

(Купинский район Новосибирской области)

Годы	Сумма осадков, *мм*				Запас воды в снеге	Запас продуктивной влаги (0—100 *см*)		ГТК	Испаряемость	Испарение	Избыток теплоресурсов, *ккал/см²*	Средний урожай, *ц/га*
	X—IV	V—VI	V—VIII	за год		V	VIII					
1961	96	85	186	282	30	116	11	0,96	560	268	16	6,6
1962	53	73	144	222	31	90	25	0,68	706	185	31	4,2
1963	85	29	127	295	35	60	20	0,44	761	167	41	2,6
Среднее многолетнее	77	62	171	300	80	112	37	0,92	668	230	12,0	8,1

Почвенная засуха возникает в результате атмосферной засухи, но развитие последней находится в прямой зависимости от водного баланса почво-грунтов. Истощение запасов почвенной влаги приводит к изменению в соотношениях составляющих теплового баланса подстилающей поверхности, в частности расход тепла на нагревание приземного слоя воздуха значительно возрастает за счет снижения расхода тепла на испарение влаги с почвы. Высвобождающаяся тепловая энергия является источником для дальнейшего повышения температуры воздуха, что в со-

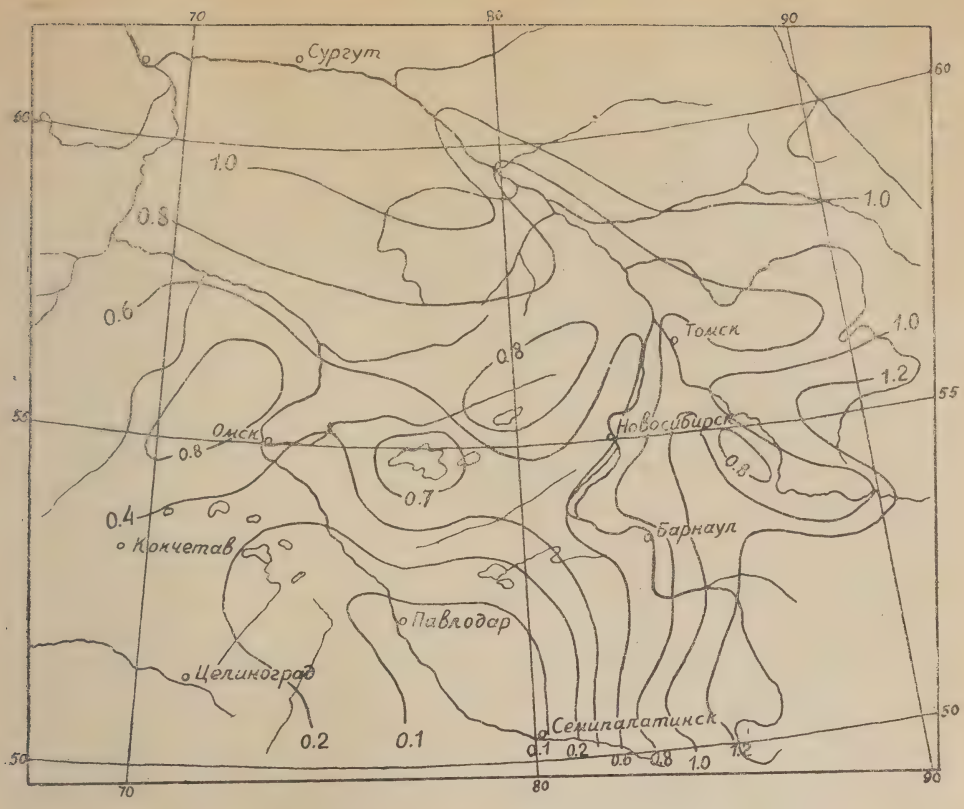


Рис. 1. Осадки. Май 1963 г.

вокупности с уменьшением возможного испарения с поверхности почвы и через транспирацию растениями способствует дальнейшему иссушению воздуха.

Атмосферная засуха, характеризующая бездождьем и повышенной относительно нормы температурой, возникает в результате преобладания незональных процессов циркуляции (Б. Л. Дзердзеевский, 1955 и др.), развития отрогов субтропических антициклонов (Г. Т. Селянинов, 1958), при суховеях (М. В. Заварина, 1951), при высокой трансформирующей способности подстилающей поверхности и т. д. Все указанные явления наблюдались в максимальной степени со второй половины мая до 10 июля в 1963 г.

Небольшой сравнительно период отсутствия дождей сам по себе не смог бы вызвать таких последствий в урожае сельскохозяйственных культур. Только благодаря сопутствующим явлениям: высоким температурам воздуха, суховеям и почвенной засухе сложился комплекс особенно неблагоприятных метеорологических явлений.

Погоду в теплом периоде 1963 г. можно разделить на ряд периодов.

1. С 10 апреля по 25 мая преобладала прохладная погода с температурой воздуха, близкой к средней многолетней на западе и ниже «нормы» в восточных районах (см. табл. 3). В мае проходили интенсивные вторжения арктического воздуха, сопровождавшиеся заморозками. Во второй декаде мая интенсивность заморозков на почве составляла —6—8° и даже —13° (Болотное). Осадков в этом периоде выпало значительно меньше «нормы» в степной зоне и свыше «нормы» в тайге (см.

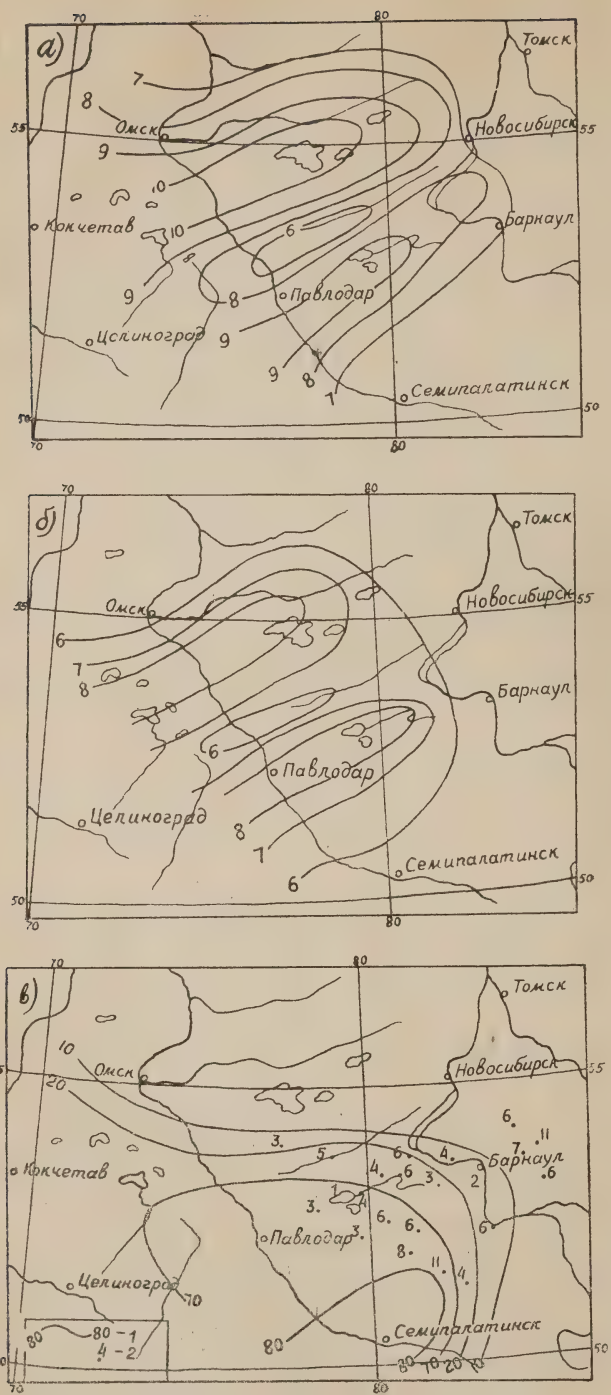


Рис. 2. Ветры и пыльные бури летом 1963 г.:

а) скорость ветра в 13 часов в первой декаде мая (м/сек);
б) скорость ветра в 13 часов в первой декаде июня (м/сек);
в) продолжительность пыльных бурь в мае (в час.).

табл. 4). Дожди проходили слабой интенсивности и не улучшили водный режим почвы. Как видно из рис. 1, в мае вся Кулунда была охвачена изогиетой 10 мм. В связи с ветреной погодой испарение заметно превысило атмосферное увлажнение. Относительная влажность за май выражалась в 50—55% в Барабе и была меньше 50% в Кулунде.

Сильные ветры существенно дополняли неблагоприятные метеорологические условия в 1963 г. И в мае и в июне, не прекращаясь ни днем, ни ночью, меняя только направление, ветер дул и с севера, и с юга, и с запада, и с востока, неся во все стороны тучи песка и земли. Если среднемесячные скорости ветра в Барабе и Кулунде составили за май 5 и за июнь 4 м/сек, то в отдельные периоды они были весьма значительными. Так, в первой декаде мая в 13 часов скорость ветра 9—10 м/сек наблюдалась по всей лесостепи и степи (рис. 2а). Нередко сильные ветры продолжались сутками, достигая 20 м/сек. При этом в воздух поднимались сотни тонн почвы, и пыльные бури закрывали горизонт на многие часы. На степных дорогах машины днем шли с зажженными фарами. На рис. 2в показаны районы с наибольшим распространением сильных ветров и пыльных бурь. Ветры и пыльные бури в мае наблюдались особенно в Кулунде.

Развитие яровых культур в мае, в фазе «всходы — кущение», происходило в сложных условиях. Холода задерживали рост, и одновременно растения страдали от пыльных бурь. В Кулунде и Прииртышье посевы засыпались землей или оголялись — надземная часть пшеницы была измочалена песчинками, скручена ветром. Заморозками, наблюдавшимися 28, 30 и 31 мая, а также и пыльными бурями были повреждены всходы кукурузы, подсолнечника и сахарной свеклы. На многих сотнях гектаров поля были вновь пересеяны.

2. После 25 мая произошла перестройка циркуляции на западный процесс, но сохранилось преобладание антициклональной погоды, в связи с чем возросли процессы трансформации и формирования местного теплого и относительно сухого континентального воздуха. Наступил период с высокой температурой, продолжавшийся до конца лета. Особенно жарко было на Прииртышской равнине, где на всем пространстве от Семипалатинска до Омска среднемесячная температура оказалась выше многолетней (см. табл. 3). Изнуряющая жара — сушь и суховейная погода — держалась периодами по нескольку суток при прохождении полярных антициклонов. Температура воздуха при этом поднималась выше 35°, а относительная влажность падала до 13% (см. табл. 5).

По всей территории по 7—10 июля не было значительных фронтальных и внутримассовых осадков. Слабые фронты проходили над равнинами сухими и разражались ливнями в предгорьях. Повсеместно на равнинах суммы осадков в этом периоде составили только 10—30% от средней многолетней суммы (рис. 3). Несмотря на то, что за май — июнь над Кулундой прошло 22 фронта, осадки отмечены в нескольких случаях и слабой интенсивности. Причины слабой фронтальной активности заключаются в высокой температуре воздуха над равнинами и его сухости. При низкой относительной влажности в приземном слое воздуха (30—40%) фронты вообще не дают осадков. Благодаря высокому положению уровня конденсации не наблюдалось активных фронтальных явлений и над расчлененным и возвышенным Приобьем. В Кулунде редкие дожди интенсивностью 1—5 мм не имели существенного значения для увлажнения.

Таким образом, в периоде с 25 мая по 7 июля наблюдалось сочетание многих явлений, характеризующих засуху в крайних формах: высо-

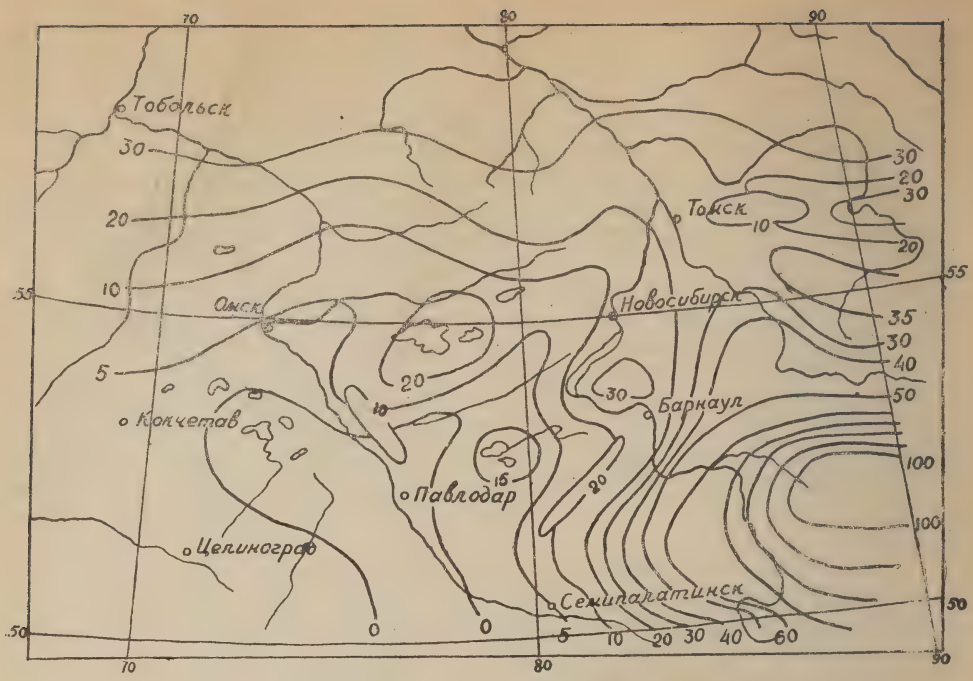


Рис. 3. Осадки. Июнь 1963 г.

кие температуры воздуха, бездождье, низкая относительная влажность и чрезмерные дефициты влажности воздуха, сильные ветры и суховеи. Такая погода распространялась на степь, лесостепь и южную тайгу юго-востока Западно-Сибирской равнины. Некоторое исключение представляли районы Бийской группы и предгорья Салаира-Алатау.

Совпадение засухи по времени с фазой «кущение — колошение» у яровых культур привело к тому, что колошение началось на 10—12 дней ранее обычного у недоразвитых слабораскустившихся растений. После запоздавших июньских дождей начался рост «подгона» (вторичное стеблеобразование), и молодая поросль на полях необычно сочеталась с щуплыми колосками засохших растений первого посева.

3. 7—10 июля над лесостепью через Омск — Томск с большой скоростью прошел циклон, фронтальными осадками которого была охвачена узкая полоса Барабинской низменности. Короткие и сильные ливни прошли в восточной половине Барабы, в Причанье и на правобережье в Предсалаирье. Суточное количество осадков местами равнялось месячной норме (Убинское 75 мм, Купино 50 мм). На остальной территории юго-востока этот фронт не дал существенных осадков. Но жесткость засухи все же несколько уменьшилась: повысилась влажность воздуха, стихли ветры, понизилась температура воздуха в дневные часы.

Значительные суммы осадков, выпавшие в Барабе с ливнями 7—10 июля, не смогли решительно улучшить баланс увлажнения, так как иссушение почвы и приземного воздуха было слишком чрезмерно. Тем более, что зерновые культуры, посеянные в ранние сроки, к этому времени сформировались и закончили фазу колошения.

Но осадки 7—10 июля не прошли бесследно для урожая. Их значение оказалось решающим для развития культур (кукуруза, сахарная свекла и др.), посеянных позднее и на хорошем агрофоне: по парам или предшественникам, получавшим удобрения в прошлые годы. Как выяс-

нилось на многих примерах, на удобренных почвах и хорошо обработанных полях растения успешно сохраняют свою жизнедеятельность в течение периода засухи и при первом дожде возобновляют процессы вегетации.

4. Период 15—25 июля. После фронтальных осадков в первой декаде июля произошло некоторое смягчение метеорологических условий. Однако уже с половины июля засуха вновь охватила всю равнину юго-востока Западной Сибири. На рис. 6 показан декадный ход температуры, осадков и в целом гидротермических условий в единицах коэффициента по Г. Т. Селянинову в лесостепи (Барабинск) и степи (Славгород). Влияние фронтальных осадков 7—10 июля заметно сказалось в Барабинске и весьма незначительно в Славгороде. Засушливость 15—25 июля по данным третьей декады июля обнаружилась в обоих пунктах. Возврат засухи в июле окончательно разрушил надежды на урожай, так как баланс увлажнения стал еще более дефицитным, а истощение запасов продуктивной влаги достигло предельных значений (см. табл. 2).

Засуха в июле — явление редкое. Вероятность ее появления по сравнению с июнем во много раз меньше. Поэтому сухой июль в 1963 г. представляет исключение из обычных условий.

5. 25—27 июля над Западной Сибирью прошла вторая серия летних фронтальных осадков. Полоса дождей прошла над лесостепью, охватив север Целинного края, Ишимскую лесостепь, Барабу. Южная тайга и степь остались за пределами зоны осадков. За несколько дней в полосе дождей выпало больше месячной нормы осадков. Ливни, прошедшие над Ишимской лесостепью, дали по 60—90 мм за сутки. В результате здесь месячное количество осадков составило 100—130 мм (рис. 4).

Позднеиюльские осадки, несмотря на их обилие, не выправили последствий засухи. Для яровых культур обычного времени посева они уже запоздали. К тому же дожди выпали лишь на небольшой полосе лесостепи, где почти не было осадков в течение всего июля. Так, в частности, ливни 26—27 июля охватили только Приишимье, а в Барабе прошли лишь дожди слабой интенсивности. Однако позднеиюльские и августовские осадки оказали решающее влияние на урожай картофеля и некоторых кормовых, тем более, что заморозки до октября не мешали вегетации. Фактически удовлетворительный урожай этих культур был обеспечен благоприятными метеорологическими условиями во второй, более короткой части вегетационного периода.

Имея в виду, что аналогичные погодные условия имеют большую вероятность повторения, очевидно целесообразно в годы с признаками почвенной и атмосферной засухи в страховых целях применять поздний сев кормовых культур.

Комплексный показатель засухи. Нарушение пропорциональности между теплоэнергетическими ресурсами и увлажнением выявляется наиболее обобщенно комплексными показателями тепло- и влагообеспеченности. К числу таких показателей относится гидротермический коэффициент по Г. Т. Селянинову, представляющий отношение суммы осадков к сумме температур, уменьшенной в 10 раз (ГТК). Принято величиной ГТК оценивать гидротермический режим теплого времени в пределах 8—10° среднесуточных температур, т. е. в степной зоне Западной Сибири период, продолжающийся с мая по сентябрь. Некоторые определенные значения ГТК устойчиво прослеживают границы природных зон. Так, в Западной Сибири на южной границе тайги величина ГТК, рассчитанная по средним многолетним суммам осадков и температуры, близка к 1,35, на южной границе лесостепи — 1,0 и на южной границе степи — 0,35. Величина приведенных параметров отражает наиболее оптимальные от-

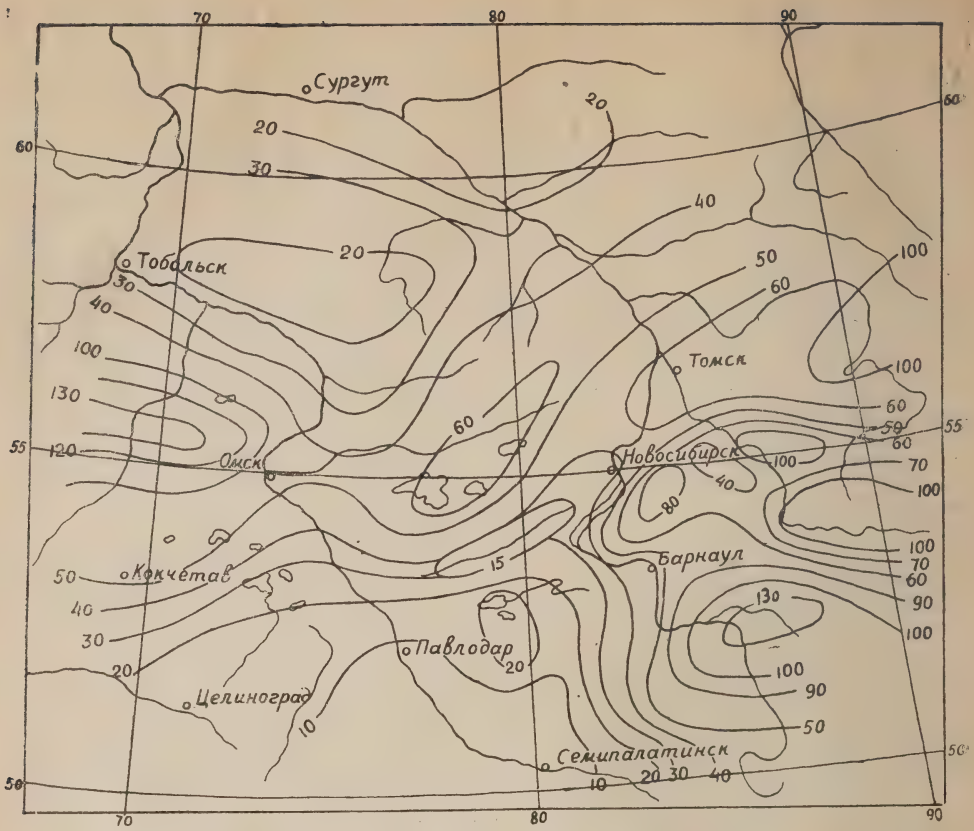


Рис. 4. Осадки. Июль 1963 г.

ношения между увлажнением и испаряемостью, определяющие условия для формирования зональных ландшафтов.

В агроклиматических целях гидротермический режим в вегетационном периоде целесообразно оценивать по двум периодам отдельно: мая — июня и июля — сентября. От метеорологических условий мая — июня зависит состояние посевов в периоде прохождения фазы развития «кущение — колошение». Эти месяцы в обычные годы в Западной Сибири засушливы, но изредка складываются и более благоприятные условия при прохладной и влажной погоде, и тогда урожай яровых бывает выше среднего. Связи между урожайностью яровой пшеницы и величинами ГТК за май — июнь подтверждаются высокими коэффициентами корреляции, составляющими 0,75—0,80. Нарушение связи зависит от условий формирования запасов влаги в почве в период с осени предыдущего года до весны данного года — с X до IV, и в отдельные годы величина урожая яровых определяется именно этим показателем. Но, имея в виду, что кроме всего прочего наблюдается значительная вероятность сочетаний двух режимных вариантов: недостаточное увлажнение в периоде X—IV и низкий ГТК за V—VI, или наоборот — увлажнение и ГТК выше среднего, представляется возможным пользоваться величиной ГТК за V—VI для оценки условий формирования урожая яровых культур.

Установлено при анализе корреляционных связей за многолетний период, что урожай яровой пшеницы, близкий к среднему, совпадает с годами, когда величина ГТК за V—VI находится в пределах: для Ишим-

ской степи 0,7—1,0, для Кулунды — 0,7—1,2 и для Приобской лесостепи 1,0—1,2. В годы с более низким ГТК урожай ниже среднего, а при ГТК меньше 0,4 урожай снижается до 25% от среднего многолетнего. В отдельных и очень редких случаях эти закономерности могут нарушаться, о чем сообщалось раньше. Аналогичные данные приводятся в работе А. М. Алпатьева и А. И. Трофимовой (1958), где авторы приходят к выводу, что величина ГТК меньше 0,6 является критической для урожая яровых пшениц в Западной Сибири. При этом надо иметь в виду, что величина гидротермического коэффициента в указанной работе рассчитывалась за весь период с среднесуточными температурами выше 10°.

В июле гидротермические условия на юго-востоке Западной Сибири в обычные годы значительно изменяются в связи с увлажнением приземного слоя воздуха, увеличением фронтальной деятельности и увеличением числа дней с осадками. Поэтому величина ГТК, рассчитанная за три месяца, за период V, VI и VII, в средние годы значительно превосходит ГТК за V—VI. Однако в 1963 году даже и в июле признаки засухи сохранились в полной мере. Общая картина гидротермических условий, выраженных величинами ГТК за три месяца (V, VI, VII), представлена на рис. 5. Изолинией 0,6 ГТК, характеризующей критические условия для формирования урожая яровой пшеницы, даже с учетом июля охвачена почти вся степная и лесостепная территория юго-востока Западной Сибири. Исключительно неблагоприятные условия увлажнения были в Кулунде при ГТК 0,1—0,2. Только в предгорьях Алтая и Салаира или далеко на севере условия вегетации были удовлетворительными и в пер-

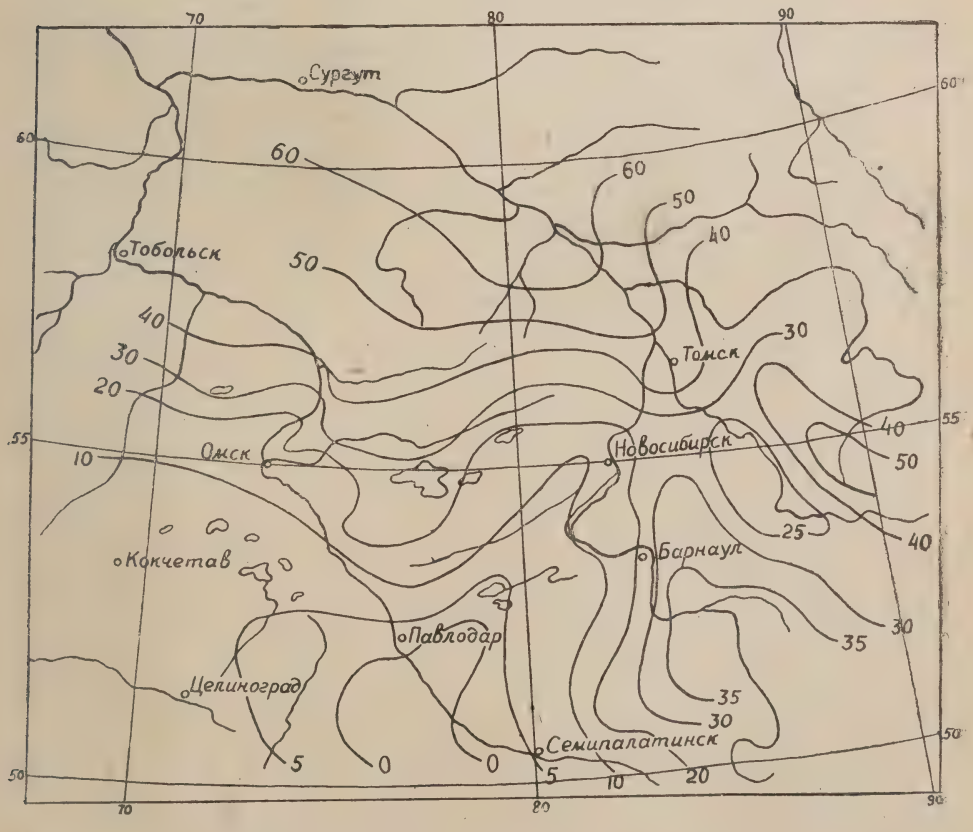


Рис. 5. Гидротермический коэффициент (V, VI, VII, 1963 г.).

вом периоде. Сравнительные данные, характеризующие аномалии в увлажнении, приводятся в табл. 7.

Другим комплексным показателем гидротермических условий может служить отношение суммы осадков к испаряемости, как показатель степени обеспеченности атмосферными осадками влаги, которая может испариться при данных теплоэнергетических ресурсах. Расчеты показывают, что в теплом периоде 1963 г. степень увлажнения, оцениваемая указанным отношением, была во всех зонах ниже средней многолетней, а в степной зоне исключительно ничтожной. В частности, для районов Павлодара, Славгорода увлажнение атмосферными осадками за V, VI, VII составило 5—10% от возможного испарения за этот период (см. табл. 7). Естественно, что при этом соотношении был нарушен обычный гидротермический режим и на поверхности почвы и в ее горизонтах. При расчетах величин ГТК и отношения осадков и испаряемости, приведенных в табл. 7, использованы суммы температур и суммы осадков за май, июнь и июль. Испаряемость (E_0) представлена как отношение радиационного баланса (R) к скрытой теплоте испарения (L). $E_0 = R : L$, или $E_0 = (0{,}015\Sigma t) : 0{,}6$, где Σt — сумма температур за май, июнь и июль.

При гидротермических условиях лета 1963 г. наблюдалось смещение географического положения параметров тепло- и влагообеспеченности относительно их среднего положения. Оптимальные условия, определяющие формирование лесостепных ландшафтов (при ГТК близком к 1,0), мало где сохранились, а климатические условия полупустыни и сухой степи распространились соответственно на территорию зон степи и лесостепи. Естественно, что растительный покров в новых условиях чувствовал себя угнетенно. Лугово-степная растительность быстрее обычного прошла летнюю фазу развития, и уже к половине июля территория степной Кулунды и лесостепной Барабы и Приобья была покрыта побуревшим и засыхающим травяным покровом. Ландшафты заболоченных и обычно оводненных озерных равнин и займищ Барабы и Карасукско-Баганской низины также преобразились. Мелководные озера и займища высохли, тростниково-осоковые заросли были скошены на корм, и прежние привольные места пернатых выглядели необычайно оголенно.

Березово-осиновые рощи с подлеском из кустарников и высокотравья, называемые в Западной Сибири колками, в обычные годы выглядят зелеными оазисами, оживляющими летне-осенние степные ландшафты. Летом 1963 г. иссушение почвенных горизонтов в Кулунде достигло настолько необычных размеров, что древесно-кустарниковая растительность колков не выдерживала засухи и гибла. В конце июля на возвышенных водоразделах между Касмалинским и Барнаульским ленточными борами, на Карасукском увале и в других местах Кулунды в колках засохло до 25% берез, а другие растения имели угнетенный вид. В середине лета желтые кроны засыхающих высокоствольных берез свидетельствовали о катастрофических размерах почвенной и атмосферной засухи.

Таблица 2

Запасы продуктивной влаги в почвенном слое 0—100 см (Омск)

Показатель	Май		Июнь			Июль		
	Декады							
	2	3	1	2	3	1	2	3
Средние многолетние запасы, мм	126	120	107	95	82	74	60	50
1963 г., мм	51	45	44	30	15	14	16	40

Отклонение метеорологического режима от нормы в летние месяцы 1963 г. было значительным повсюду: и в степи, и в тайге (рис. 6—7). Кроме того, гидротермические условия отличались большими отклонениями от одной декады к другой, особенно в лесостепи (Барабинск на рис. 6).

Повторяемость засух. Почвенно-воздушная засуха — явление обычное в Западной Сибири и в той или иной степени отмечается почти ежегодно в каком-либо из географических районов. Реже бывает двух-трехлетняя засуха обширного территориального распространения и такого

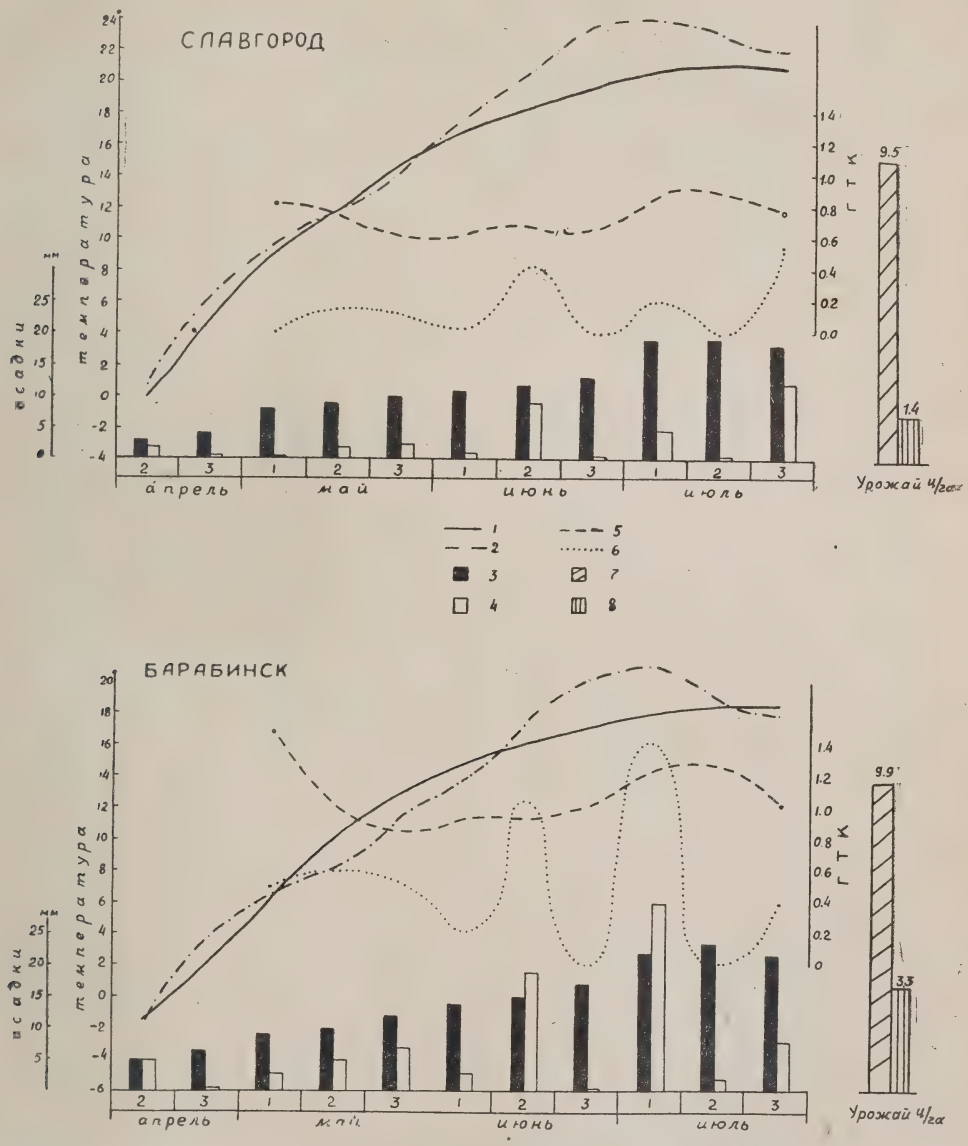


Рис. 6. Декадные изменения метеорологических условий (IV—VII) и урожай зерновых культур. Славгород, Барабинск.

1 — средняя температура воздуха; 2 — температура воздуха в 1963 г.; 3 — средняя сумма осадков; 4 — сумма осадков в 1963 г.; 5 — средний ГТК; 6 — ГТК в 1963 г.; 7 — средний урожай пшеницы (ц/га); 8 — урожай яровой пшеницы в 1963 г.

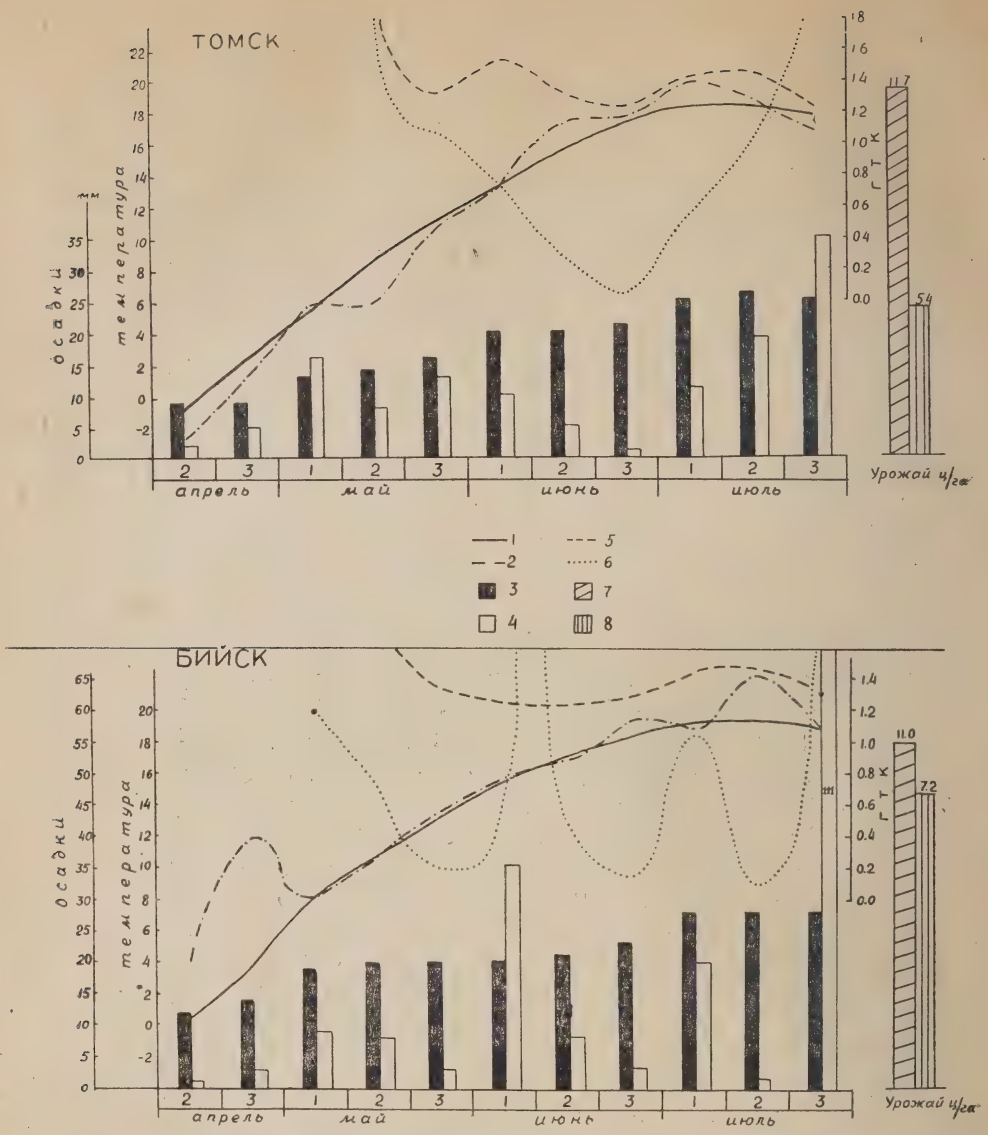


Рис. 7. Декадные изменения метеорологических условий (IV—VII) и урожай зерновых культур. Томск, Бийск. (Условные обозначения на рис. 3).

большого отклонения в соотношениях сумм тепла и увлажнения, как это происходило в 1962—1963 гг. По размерам отклонений в гидротермическом режиме условия, аналогичные засухе 1962—1963 гг., наблюдались только шесть раз в столетие: в 1870—1874; 1893—1894; 1900—1901; 1920—1922 и в 1951—1953 гг.

О периодичности в смене природных явлений известно из многих исследований, относящихся преимущественно к Европейской территории Советского Союза. Обобщенная сводка работ по этому вопросу опубликована Г. Т. Селяниновым (1958). Для районов Западной Сибири также делались попытки связать периодичность в увлажнении с 11-летним и другими ритмами солнечной деятельности (Иванов, 1947; Шульгин, 1953, 1963; Шнитников, 1957; Сляднев, 1958 и др.). Поскольку в природе вновь

Таблица 3

Средняя месячная температура воздуха

Пункты	Май		Июнь		Июль	
	средняя многолетняя	1963 г.	средняя многолетняя	1963 г.	средняя многолетняя	1963 г.
Александровское	5 0	4,1	13,8	14,5	17,3	17,8
Васюганское	6,2	5,5	14,2	15,6	17,3	18,3
Тара	9,2	8,2	15,8	16,7	18,3	19,0
Томск	8,4	7,6	15,3	16,2	18,1	18,3
Тюкалинск	10,1	9,2	15,9	17,9	18,0	19,5
Барабинск	9,8	8,8	16,1	17,2	18,3	19,4
Новосибирск	9,5	9,2	16,1	17,2	18,8	19,5
Мариинск	8,6	7,8	15,6	15,7	18,4	18,1
Красное	9,1	9,2	15,9	16.1	17,8	18,2
Кемерово	9,3	8,6	16,3	16,2	18,6	18,6
Барнаул	11,0	11,0	17,6	18,1	19,6	20,2
Бийск	11,1	10,8	17,3	17,2	19,4	19,2
Тогул	9,7	10,2	16,4	16,6	18,8	19,1
Полтавка	11,5	11,8	17,4	20,1	19,3	21,2
Славгород	12,0	12,1	18,3	20,7	20,8	22,5
Рубцовск	12,3	12,4	18,4	19,5	20,3	22,0
Павлодар	12 9	12,8	19,1	24,2	21,4	24,0

Таблица 4

Месячная сумма осадков, *мм*

Пункты	Май		Июнь		Июль	
	средние многолетние	1963 г.	средние многолетние	1963 г.	средние многолетние	1963 г.
Александровское	34	51	57	21	68	16
Васюганское	51	59	63	40	75	8
Тара	37	47	58	15	75	31
Томск	43	38	61	16	55	59
Тюкалинск	32	26	60	12	63	128
Барабинск	30	15	46	21	45	40
Новосибирск	33	20	51	11	40	35
Мариинск	40	20	53	25	69	91
Кемерово	36	27	45	25	60	117
Красное	27	21	34	31	42	43
Барнаул	37	29	50	12	64	38
Бийск	47	21	51	45	67	133
Тогул	40	25	55	32	57	54
Полтавка	25	6	46	11	30	15
Славгород	27	5	36	9	56	17
Рубцовск	29	19	43	9	52	12
Павлодар	15	6	45	0,3	44	16

повторился очередной ритм в характере увлажнения и подтвердились обнаруженные ранее закономерности, очевидно целесообразно в определенных научно-практических целях еще раз вернуться к вопросу о цикличности гидротермического режима в связи с условиями формирования урожая сельскохозяйственных культур при неполивном земледелии.

Выше уже сообщалось об удовлетворительной корреляции с динамикой урожаев яровой пшеницы таких агрометеорологических показателей, как суммы осадков с октября предшествующего года по апрель оче-

Таблица 5

Погода в Омске в отдельные периоды 1963 г.

Период, дни		Температура воздуха			Максим. температура поверхности почвы	Максим. скорость ветра, *м/сек*	Относительная влажность воздуха, %		Дефицит влажности воздуха, *мб*	
		в 13 час.	максим.	средняя			миним.	средняя	в 13 час	средняя
21—23 мая	21	20,1	21,1	15,6	40	6	22	31	18,3	12,7
	22	17,5	18,8	12,5	36	6	15	32	16,2	11,0
	23	19,3	21,4	14,0	45	2	16	25	18,8	13,2
6—10 июня	6	27,7	29,4	22,5	48	8	12	20	32,8	22,0
	7	23,9	27,6	20,4	46	5	26	36	19,5	15,5
	8	32,8	33,9	20,2	46	18	9	48	45,4	17,3
	9	22,0	22,7	18,0	37	16	26	36	17,9	13,5
	10	20,6	24,6	15,6	42	6	15	33	20,6	13,2
16—20 июня	16	29,4	30,8	22,8	55	5	21	40	32,3	18,4
	17	31,8	32,7	24,5	58	6	18	42	38,5	21,7
	18	32,8	33,9	25,8	58	4	17	38	41,1	22,9
	19	35,2	36,0	26,0	59	2	13	40	49,5	25,3
	20	34,8	36,0	27,8	59	5	17	36	46,1	27,4
1—6 июля	1	25,4	27,1	20,4	51	4	20	21	25,9	16,1
	2	28,8	30,0	22,7	52	3	19	36	32,2	20,4
	3	30,3	31,7	24,4	53	5	25	35	30,4	22,3
	4	30,3	31,8	25,2	50	10	24	41	31,3	20,5
	5	29,3	30,6	23,0	56	4	17	36	33,6	30,8
	6	30,4	32,1	26,1	52	5	24	34	32,9	22,8

Таблица 6

Ветер в мае 1963 г.

Пункты	Скорость ветра в сроки наблюдений				Средняя скорость за месяц	Средняя скорость за декаду в 13 час.	Дней с ветром 15 *м/сек* и более
	1	7	13	19			
Чаны	4,4	5,2	7,2	4,6	4,9	9,4	0
Новосибирск	2,2	2,6	3,6	3,0	3,7	3,6	0
Купино	4,3	5,9	7,9	4,9	5,8	10,0	2
Ново-Благовещенск	6,4	7,0	8,7	3,0	3,9	9,5	4
Славгород	3,3	4,3	4,9	3,0	3,9	6,4	0
Родино	4,8	6,3	7,1	4,4	5,5	8,5	6
Волчиха	4,1	5,3	7,3	5,3	5,5	7,8	8
Тогул	4,3	4,6	6,6	5,4	5,3	7,9	11
Барнаул	3,6	4,3	5,9	4,3	4,5	6,9	2
Бийск	3,6	3,7	4,4	2,7	3,8	5,8	0

редного вегетационного периода и ГТК по Селянинову за май — июнь. Эти связи подтверждаются, в частности, данными за 65-летний период по районам Кулунды (см. табл. 8). Как видно из таблицы, при каждом понижении величины ГТК до 0,5 и менее урожай резко снижается. Коэффициент корреляции между ГТК и урожаем по этим данным доходит до 0,7. Следовательно, даже при отсутствии сведений об урожае можно с достаточным основанием получить представление о его размерах по метеорологическим материалам.

При сопоставлении метеорологического режима в Омске, Кулунде

Таблица 7

Гидротермический режим за V, VI, VII 1963 г. сравнительно со средним многолетним

Пункты	Природные зоны	Гидротермический коэффициент за V, VI, VII		Отношение суммы осадков к испаряемости за V, VI, VII	
		средний многолетний	1963 г.	среднее многолетнее	1963 г.
Александровское	тайга	1,45	0,75	0,60	0,32
Васюганское	»	1,66	0,65	0,65	0,31
Тара	подтайга	1,30	0,70	0,52	0,30
Томск	»	1,42	0,80	0,42	0,23
Тюкалинск	лесостепь	1,15	1,10	0,46	0,44
Барабинск	»	1,07	0,60	0,43	0,22
Новосибирск	»	1,06	0,50	0,43	0,20
Мариинск	»	1,08	1,00	0,46	0,40
Кемерово	»	1,00	1,20	0,40	0,52
Красное (Кемеровской обл.)	»	0,80	0,70	0,31	0,29
Барнаул	»	1,10	0,80	0,44	0,27
Бийск	»	1,15	1,20	0,46	0,54
Тогул	»	1,11	0,80	0,44	0,32
Полтавка	степь	0,81	0,45	0,33	0,17
Славгород	»	0,77	0,20	0,31	0,08
Рубцовск	»	0,76	0,25	0,32	0,09
Павлодар	»	0,65	0,10	0,23	0,04

и Барнауле выявляется совпадение по времени двух-трехлетних периодов с условиями увлажнения, характерными для почвенно-воздушной засухи. Так, по всей территории юго-востока Западной Сибири засушливыми были следующие периоды и годы: 1842—1844; 1848—1850; 1859—1860; 1870—1871; 1881—1890; 1900—1902; 1909—1911; 1920—1923; 1929—1931; 1933—1936; 1940; 1951—1952; 1962—1963. В другие годы засушливость отмечалась на территории не одновременно, повторяясь через 4—5 лет.

Совпадение засух по времени проявления наглядно обнаруживается на рис. 8. Принимая во внимание проявившиеся закономерности более чем за столетний период, есть основания утверждать, что на юго-востоке Западной Сибири почвенно-воздушная засуха повторяется через 10—11 лет и совпадает примерно с началом каждого десятилетия. Следовательно, можно сделать предположение, что гидротермические условия, характерные для почвенно-воздушной засухи, могут вновь повториться в периоды 1972—1973 и 1982—1983 гг. и т. д.

Причины засухи. Метеорологические условия, определившие почвенно-воздушную засуху 1963 г., возникали в результате взаимодействия процессов атмосферной циркуляции с процессами трансформации воздуха над иссушенной и прогретой поверхностью. Начало всех явлений, характеризующих засуху, подготовлено особенностями атмосферной циркуляции данного года, нарушившими обычные условия влагооборота над равнинами Западной Сибири.

К числу основных аномалий в атмосферных процессах относятся:

а) преобладание незонального переноса воздушных масс;

б) перемещение субтропических антициклонов в восточном направлении более северными путями и длительные остановки антициклональных барических полей над средними широтами Западной Сибири и в Прибайкалье;

в) ослабление активности в зоне полярно-фронтовых окклюзий на широтах 60—65° и перемещение циклогенеза в более северные широты.

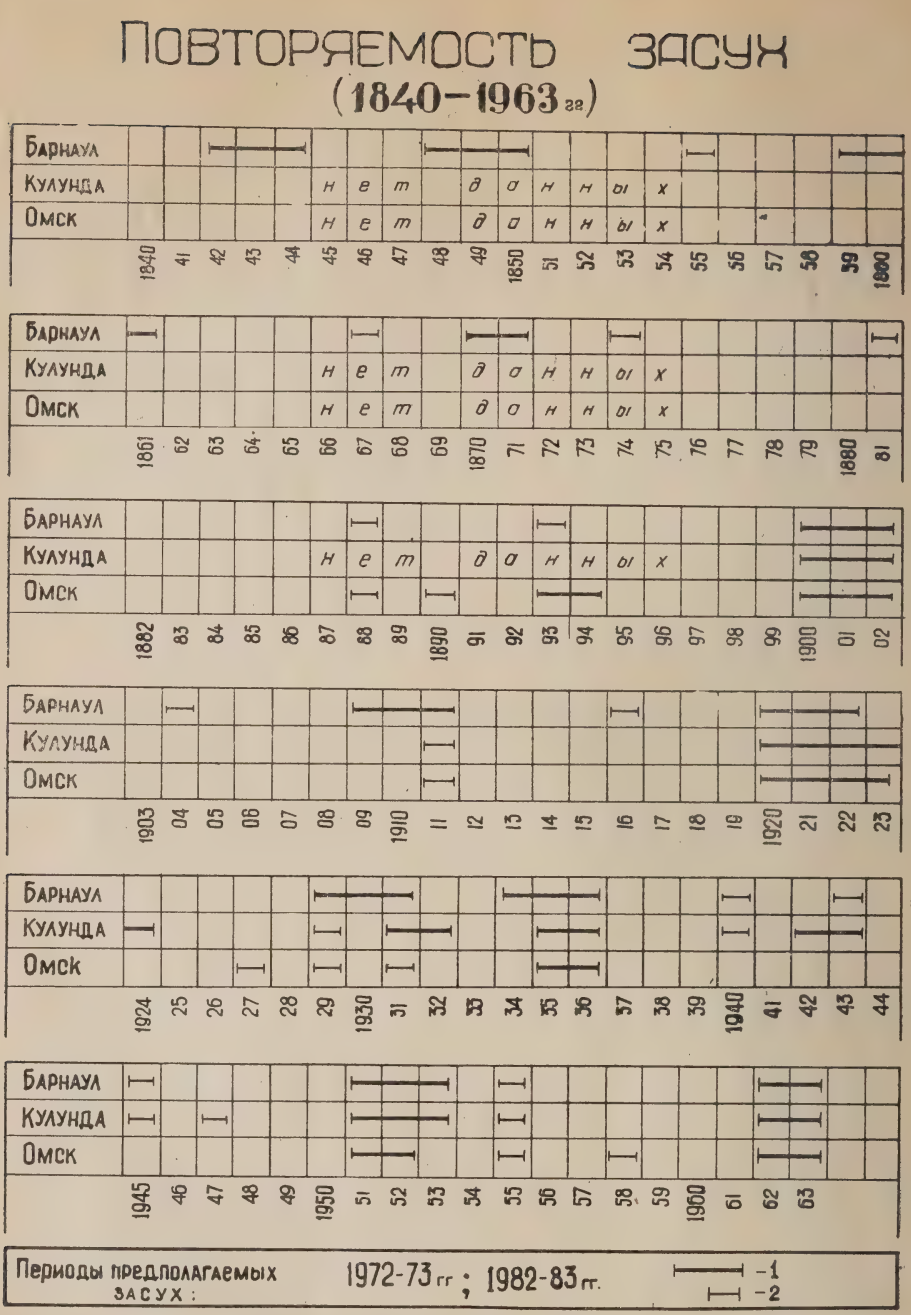


Рис. 8. Повторяемость засух: 1 — двух-трехлетние периоды; 2 — однолетние периоды.

В связи с указанными процессами в Западной Сибири чаще чем обычно находился воздух с меньшим влагосодержанием и более высокими температурами, чаще повторялась антициклональная малооблачная, жаркая погода. Для развития кучевой облачности и внутримассовых ливневых осадков обычно не было условий в связи с нисходящими потоками воздуха в антициклонах и гребнях, так как возникающие при этом инверсии препятствовали развитию конвективных явлений.

Таблица 8

Многолетний гидротермический режим и средние урожаи зерновых в Кулунде (по данным Купинского и Славгородского районов)

Годы	Сумма осадков с X по IV	ГТК V—VI	Средний урожай, *ц/га*	Годы	Сумма осадков с X по IV	ГТК V—VI	Средний урожай, *ц/га*
1899	70	0,60	9,3	1934	60	0,76	8,4
1900	64	0,30	0,5	1935	48	0,58	3,6
1901	44	0,10	1,6	1936	88	0,23	3,6
1902	64	0,72	3,0	1937	64	1,24	13,6
1903	112	1,51	11,8	1938	74	1,31	15,1
1904	52	0,44	3,9	1939	42	1,61	7,7
1905	49	0,66	8,2	1940	38	0,37	1,3
1906	66	0,80	6,7	1941	107	0,51	9,2
1907	56	0,87	9,2	1942	60	0,43	4,4
1908	107	1,13	12,8	1943	80	0,84	2,0
1909	61	0,85	6,9	1944	57	1,86	4,1
1910	38	1,31	6,9	1945	60	0,81	2,3
1911	54	0,42	2,7	1946	81	1,86	4,6
1912	53	0,97	13,4	1947	67	0,75	3,4
1913	45	1,47	8 7	1948	60	0,91	5,5
1914	66	1,47	11,1	1949	63	1,19	7,0
1915	34	0,46	8,5	1950	69	0,53	4,5
1916	62	0,27	4,6	1951	31	0,22	0,9
1917	28	0,72	6,2	1952	58	0,51	2,0
1918	49	0,73	5,7	1953	94	0,76	5,4
1919	75	1,14	9,1	1954	180	1,23	12,2
1920	57	0,38	2,1	1955	02	0,13	1,9
1921	34	0,34	1,2	1956	163	0,92	6,4
1922	58	0,50	1,8	1957	110	0,62	6,2
1923	55	0,76	2,5	1958	09	0,89	14,3
1924	55	0,59	2,0	1959	70	0,98	12,6
1925	32	1,33	7,5	1960	76	1,00	11,6
1926	73	0,71	5,8	1961	96	0,96	6,6
1927	50	0,58	5,7	1962	53	0,68	4,2
1928	82	0,63	8,0	1963	85	0,44	2,6
1929	61	0,50	3,0				
1930	55	1,23	8,5				
1931	54	0,40	2,5				
1932	87	0,39	4,0	Среднее	66	0,79	6,2
1933	58	0,78	7,2				

Другие причины засухи, связанные с условиями трансформации воздуха, также взаимообусловлены с динамикой воздушных масс. В результате интенсивного прогревания и иссушения подстилающей поверхности и незначительного испарения при слабых осадках и переходящей почвенной засухи постоянно были условия для формирования значительных толщ теплого и относительно сухого воздуха с высоким уровнем конденсации водяных паров. Воздух, слабоувлажненный в приземном слое, устойчив к вертикальным перемещениям. Это свойство летом 1963 года обеспечило повсеместное распространение однообразной малооблачной погоды. Повсюду, и над плоскими впадинами, и над озерными равнинами, и над расчлененным рельефом Приобья редки и маломощны были как внутримассовые, так и фронтальные осадки.

Заметное воздействие на развитие конвенктивных потоков воздуха оказывали большие лесные и водные массивы: ленточные и приобские боры, озеро Чаны и Обское водохранилище. В июле уже наблюдались грозы и ливни над борами и вблизи водных массивов. Так, 20 и 21 июля сильные грозовые дожди прошли над южной оконечностью Касмалинско-

Барнаульского бора, в районе поселка Шалдай Павлодарской области. Но за эти дни, по соседству, в нескольких километрах от бора в поселке Ключи Алтайского края не выпало ни капли дождя. С большей интенсивностью выпадали осадки вблизи оз. Чаны.

В циркуляции атмосферы в теплом периоде 1963 года различались весенний и летний процессы. Весной, до конца мая, господствовал перенос арктического воздуха в полярных антициклонах, опускавшихся с севера и северо-запада в направлении к югу и юго-востоку Западной Сибири (рис. 9). При этом сохранялась прохладная сухая погода с сильными ветрами по окраинам барических систем в связи с большими горизонтальными температурными градиентами между районами Средней Азии и тайгой Западной Сибири.

Рис. 9. Пути полярных антициклонов в мае 1963 г.

Высокое давление, сохранявшееся над Восточной Сибирью и Казахстаном, ограничивало развитие фронтальных явлений — циклоны своими центрами проходили по северным широтам. С конца мая оформляется широтно-зональное перемещение антициклонов субтропического происхождения. Этот процесс накладывается на процессы перемещения полярных антициклонов и под их совместным влиянием формируется погода июня и июля. Периодически возникают над Западной Сибирью две полосы повышенного давления: или около 50 параллели на путях движения

Рис. 10. Пути полярных и субтропических антициклонов в июне—июле 1963 г.

субтропических антициклонов; или около 55—60 параллелей на путях движения полярных антициклонов. В целом высокое давление охватывает не только степь, но и тайгу и оттесняет циклонические барические области далеко на север (рис. 10, 11).

В конце июня и начале июля через Западную Сибирь переместилась серия полярных антициклонов. Температура воздуха временно понизилась, но по-прежнему сохранялась малооблачная погода с редкими слабыми осадками. В связи с быстрым прогреванием слабо увлажненного арктического воздуха над иссушенными равнинами на юге Западной Сибири при высоком уровне конденсации и развитии нисходящих воздушных потоков складывались условия, неблагоприятные для образования конвективной облачности. Фронтальные явления в этих условиях проходили вяло, и фронты в большинстве случаев не давали существенных осадков. Характерно, что повсюду на равнинах, независимо от местных условий расчленения и изменения высот и характера подстилающей поверхности, подолгу сохранялся режим однообразной, жаркой погоды. Только на крайнем юго-востоке в предгорьях Алтая—Саян периодически возникали ливни орографического происхождения (рис. 12). Часто при прохождении полярных антициклонов нисходящие потоки горячего и сухого воздуха, распространявшиеся в приземном слое в виде ветров средней силы, обусловливали суховейную погоду с высокой температу-

Рис. 11. Пути циклонов в V, VI, VII 1963 г.

рой воздуха, с исключительно высокими дефицитами влажности воздуха (более 40 мб) и низкой относительной влажностью (менее 20%). Примеры суховеев приведены в табл. 5.

В июле над Западной Сибирью по-прежнему преобладало высокое атмосферное давление, ограничивающее развитие полярно-фронтовых процессов, обычно распространенных на широтах 55—65°.

Зона фронтогенеза сместилась севернее — на Баренцево и Карское моря. Там же проходили центры транзитных циклонов. В данных синоптических условиях за трехмесячный период — с мая по июль южные районы Западной Сибири только дважды были охвачены активными фронтальными процессами: 7—10 и 25—27 июля. В том и другом периоде циклоны с большой скоростью прошли над лесостепью в направлении к северо-востоку, а по пути обрушили короткие и сильные ливни на ограниченные территории. Так, первой полосой фронтальных осадков была охвачена только Бараба и южное Причанье, где местами за сутки выпала месячная норма (Убинское 75 мм, Купино 50 мм и т. д.). На остальной территории, кроме предгорий, в эти дни осадков выпало мало. И вновь долго держалась жара и сушь, пока 25 июля новая полоса фронтальных осадков не вступила в Западную Сибирь (рис. 13). На этот раз ливни еще большей силы выпали 26—27 июля в Приишимье и ослабленные

прошли над лесостепью Приобья. Таким образом, июльские фронтальные осадки редко где выпали дважды. А над степями Южной Кулунды и Прииртышья и первая и вторая фронтальные полосы прошли без существенных осадков. Даже в таежном Васюгане в июле выпало всего до 30% осадков от многолетних значений.

Причины засухи, связанные с характером атмосферной циркуляции, являются главными, но не единственными. Ослабление фронтальной деятельности над равнинами в июне—июле 1963 г. связано также с влиянием

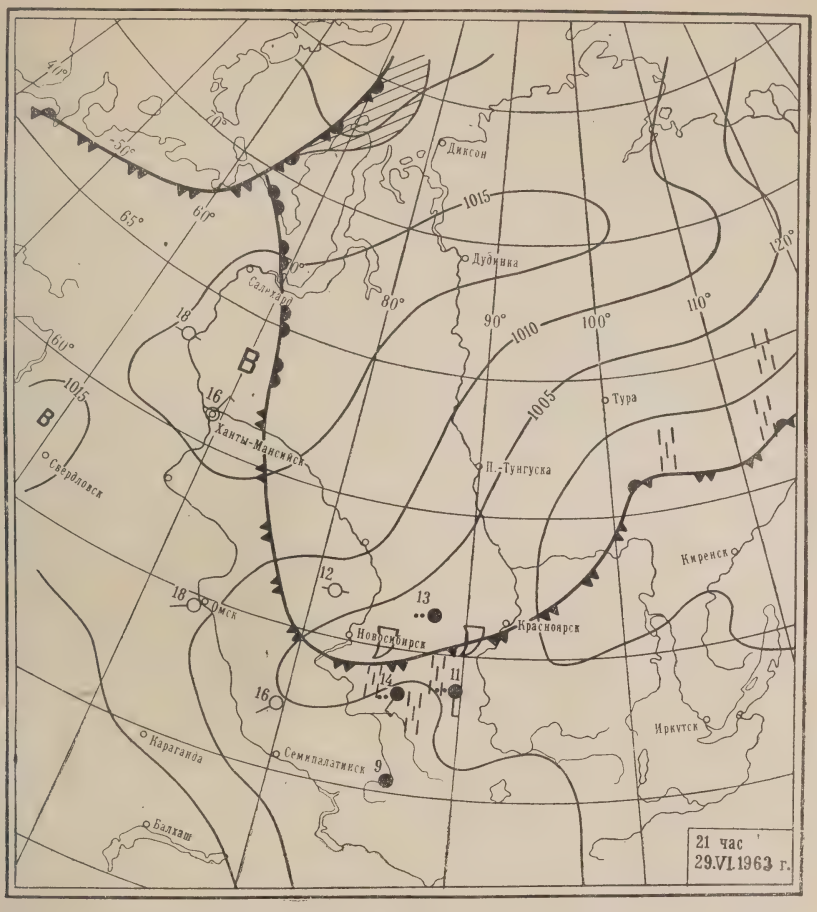


Рис. 12. Усиление фронтальной активности в предгорьях (29/VI 1963 г.).

подстилающей поверхности. Естественно, что над иссушенной и чрезмерно прогретой почвой постоянно формировалась толща воздуха с такими же характеристиками. Трансформирующие способности подстилающей поверхности Кулунды и всего Прииртышья подготовлены ходом развития засухи: дефицитом влаги, перешедшим от 1962 г., недостатком влаги в снеге зимой 1962/63 г., — все это было суммировано в истощении запасов влаги в почве на всю глубину продуктивных горизонтов; отсюда уменьшение возможностей испарения и высвобождение тепловой энергии, направляющейся на прогревание воздуха.

Засухи 1962—1963 гг. и предыдущих лет учат многому. Главные выводы из анализа развития заключаются, по нашему мнению, в следующем.

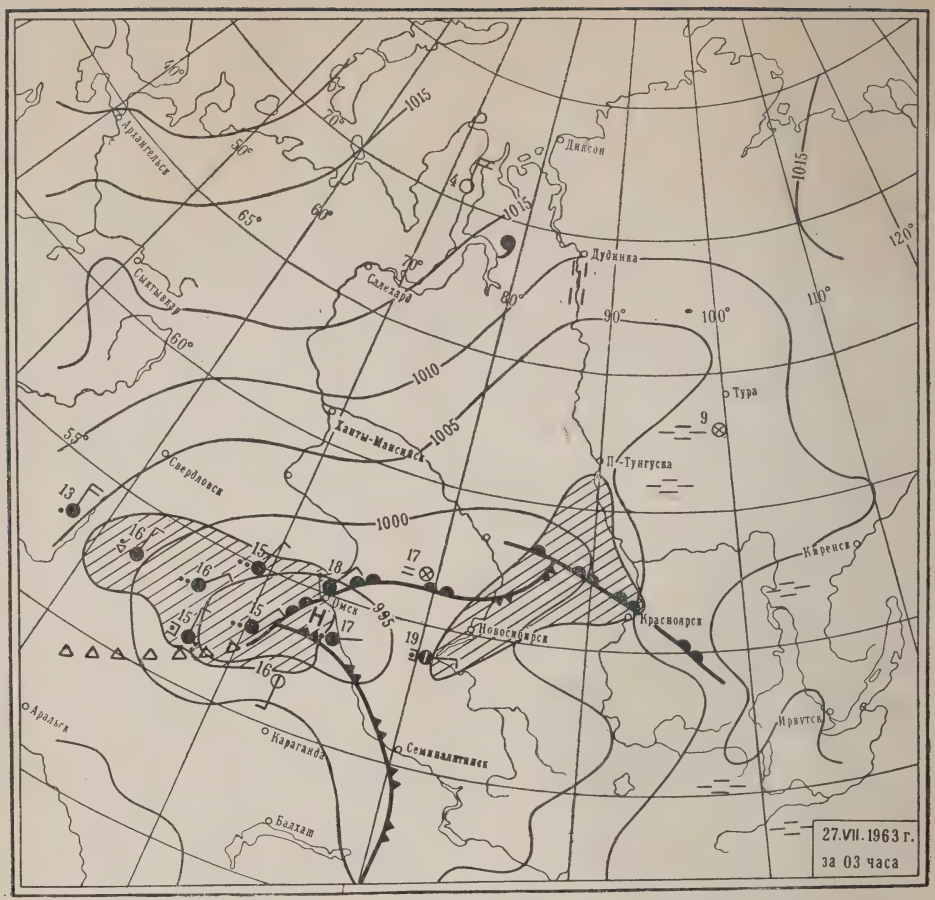


Рис. 13. Фронтальные осадки 25—27 июля 1963 г.

1. Засухи могут проявляться неожиданно в одном летнем периоде в результате резкого уменьшения процессов зонального переноса воздушных масс. В этих случаях нарушение нормальных процессов вегетации растений происходит в результате атмосферной засухи в мае — июне. Пределы отклонения метеорологического режима от нормы можно оценить величиной гидротермического коэффициента по Г. Т. Селянинову. При ГТК за май — июнь ниже 0,6 урожай резко снижается. Однолетние засухи могут прогнозироваться синоптическими методами.

2. Засухи длительные, продолжающиеся от 2 до 4 лет, ритмично повторяются через 10—11 лет. Установление засушливого периода обнаруживается в нарастании дефицита увлажнения от года к году, выраженного величиной избытка тепловой энергии. Ухудшение условий вегетации происходит в результате и почвенной и атмосферной засух. Периодические засухи могут прогнозироваться по их ритмичности появления и по нарушению гидротермического режима в почве и в воздухе. В последнем году засушливого периода урожай может быть понижен благодаря остаткам от почвенной засухи предыдущих лет.

3. Влияние засух на сельскохозяйственное производство может быть ослаблено применением в земледелии научно обоснованной системы, сортовым районированием культур, улучшением плодородия почв, оперативным регулированием сроков сева, высеваемых сортов культур и

приемами агротехники, исходя из конкретных метеорологических условий.

В 1963 г. многие хозяйства в степной зоне получили более высокие урожаи в результате применения только частичных агротехнических мероприятий.

ЛИТЕРАТУРА

Алпатьев А. М. и Трофимова А. И. Повторяемость засух в районах освоения целинных и залежных земель Казахстана и Западной Сибири. Сб. Засухи в СССР, их происхождение, повторяемость и влияние на урожай. Л., Гидрометеоиздат, 1958.

Дзердзеевский Б. Л. Метеорологические особенности 1954 г. на целинных и залежных землях Алтайского края и севера Казахстана. Изв. АН СССР, сер. геогр. М., 1955, № 2.

Дроздов О. А. О связи относительной влажности с количеством и вероятностью осадков. Тр. ГГО, вып. 50 (112), 1955.

Заварина М. В. К вопросу о природе суховеев. Тр. ГГО, вып. 30, Л., 1951.

Иванов В. К. К вопросу о повторяемости засух в Западной Сибири. Тезисы научной конференции. Изд. Омского с.-х. ин-та, 1947.

Иванов В. К. Условия возникновения и характер суховеев Западной Сибири. Сб. Суховеи, их происхождение и борьба с ними. М., Изд. АН СССР, 1957.

Мезенцев В. С. Атлас увлажнения и теплообеспеченности Западно-Сибирской равнины. Омск, 1961.

Селянинов Г. Т. Происхождение и динамика засух. Сб. Засухи в СССР, их происхождение, повторяемость и влияние на урожай. Л., Гидрометеоиздат, 1958.

Сляднев А. П. Очерки климата Алтайского края. Барнаул, 1958.

Сляднев А. П. Засуха 1963 года на юго-востоке Западной Сибири. Вестник МГУ, 1964, № 4.

Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария. Зап. ВГО, т. 16, новая серия. М.—Л., 1957.

Шульгин А. М. Об изменении климата г. Барнаула. Изв. ВГО, т. 85, 1953.

Шульгин А. М. Еще раз об изменении климата Западной Сибири. Изв. ВГО, т. 95, вып. 2, 1963.

А. П. СЛЯДНЕВ, В. А. СЕННИКОВ

О ЗАПАСАХ ВОДЫ В СНЕГЕ НА ЮГО-ВОСТОКЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

(В обработке материалов принимали участие
М. Т. Зенин, Р. А. Пазухина, Г. М. Позднякова)

На юго-востоке Западной Сибири, где почти половину года осадки выпадают в твердом виде, знать их долю в суммарном увлажнении очень важно для сельскохозяйственного производства, строительства, транспорта и других отраслей народного хозяйства. В настоящей статье рассматриваются вопросы, связанные с методами оценки запасов воды в снежном покрове и закономерности их распространения с учетом физико-географических условий.

Изученность вопроса о снежном покрове в Западной Сибири явно недостаточна. В ряде работ Г. Д. Рихтера (1945, 1948 и др.) отмечены особенности формирования и свойств снежного покрова как фактора географической среды, произведено районирование всего Советского Союза. В пределах взятого В. В. Орловой (1954) района Барабы по сравнительно небольшому числу станций определены средние максимальные запасы воды в снеге и дана обобщенная карта. В другой работе по Западной Сибири (1962) автором приведена карта Е. Я. Щербаковой средних из наибольших высот снежного покрова за зиму. Более детально вопросы районирования по характеру снежного покрова, таяния и схода снега рассмотрены в работах Н. В. Рутковской (1957, 1962). В них показано пространственное распределение по юго-востоку Западной Сибири средних максимальных запасов воды в снежном покрове, полученных в результате обработки снегомерных съемок по 52 станциям и постам за период 1935—1955 гг. Карты запасов воды в снежном покрове к началу таяния с различной обеспеченностью даются в большом труде «Агроклиматические и водные ресурсы районов освоения целинных и залежных земель» (1955), характеризующие степную часть Западной Сибири. Но приводимые карты освещают территорию в общем плане, без детального учета физико-географических условий. При этом районы, находящиеся восточнее Оби, в большинстве случаев не охвачены районированием. Анализ циркуляционных процессов, обусловливающих осадки холодного периода на территории юго-востока Западной Сибири, произведен и в ряде других работ (Попова и Рутковская, 1960; Орлова, 1962 и др.).

В имеющихся в настоящее время работах для вычисления средних многолетних величин запасов воды в снеге брался период до 1955 г. Представляют интерес расчеты средних запасов воды в снеге за более длительный период, учитывая, что за последнее десятилетие значительно расширилась сеть станций и постов, ведущих снегомерные съемки, появилась возможность полнее и точнее оценить средние величины влагозапасов в снежном покрове.

Для получения средних максимальных запасов воды в снежном покрове нами обработаны данные снегомерных наблюдений в *поле* по 150

станциям и постам с приведением к одному периоду: 1936—1960 гг. Причем для приведения брались те станции и посты, которые имели наблюдения в течение 12—13 лет, т. е. половины взятого для осреднения периода. Станции с более коротким рядом после приведения давали неудовлетворительные результаты, поэтому их показания использовались частично после сравнения с соседними станциями, расположенными в одинаковых физико-географических условиях.

Обработка данных снегосъемок затруднена тем, что большинство станций имеет неполные ряды наблюдений. Из всех избранных станций только Калачинск имеет полный ряд по снегосъемкам в поле. Поэтому приходится изыскивать приемы пополнения данных за годы без наблюдений. Использование реечных показаний для приведения материалов снегосъемок встречает серьезные возражения в том отношении, что их точность и достоверность безусловно меньше, чем измерения при снегосъемках. Осреднение запасов воды, плотности и высоты снежного покрова по реечным измерениям в трех точках не может в полной мере сравниться со средними данными при 100-точечном измерении снегосъемок. И если снегосъемки очень часто дают заниженные запасы воды, особенно в степных районах, то заменять их реечными измерениями просто нельзя. Исходя из этих соображений, мы не брали показания реек для приведения.

Нахождение запасов воды за недостающие годы методом картирования плотности снежного покрова или запасов воды в нем не для всех лет возможно с достаточной долей точности. За период с 1936 по 1945 гг. число станций, ведущих снегосъемки по описываемому району, еще настолько невелико, что построить достоверную карту водных запасов в снеге по 10—15 станциям, а затем с нее интерполировать показания для других станций нецелесообразно во избежание больших ошибок.

Учет количества зимних осадков помимо снегосъемок производится осадкомерами и дождемерами. И вполне естественно допустить взаимосвязь между показаниями этих приборов и снегосъемками. Попытка получить устойчивые коэффициенты между измерениями снегосъемок и осадкомерными и дождемерными измерениями не удалась. В табл. 1 приведены такие сравнения.

Таблица 1

Сравнение максимальных запасов воды в снеге по снегосъемкам в поле с количеством осадков по дождемерам и осадкомерам за XI—III месяцы

Станции	$K_1=\frac{H_{сн}}{H_{дож}}$	$K_2=\frac{H_{сн}}{H_{ос}}$	Пределы колебаний K_1	Пределы колебаний K_2	Число случаев (лет) надувания	
					в дождемер	в осадкомер
Северное	1,96	1,06	0,61—4,10	0,80—1,30	4	4
Татарск	1,71	0,97	0,78—3,69	0,88—1,31	4	5
Купино	3,16	1,20	1,84—4,10	0,30—2,10	0	2
Славгород	1,96	0,94	0,97—3,48	0,20—2,10	1	6
Баево	2,14	0,70	1,00—5,20	0,50—0,60	0	10
Ключи	1,74	1,20	0,85—3,18	0,76—1,21	1	4

Как видно из таблицы, K_1, представляющий собою отношение максимальных запасов воды в снеге ($H_{сн}$) к сумме осадков за ноябрь — март, измеренных дождемером, колеблется от 1,71 до 3,16 по средним показаниям (период 1936—1950 гг.). А если взять пределы колебаний K_1 по отдельным станциям, расположенным с севера на юг в различных

природно-климатических зонах, то они достигают еще больших пределов: от 0,60 до 5,20. В подавляющем большинстве случаев дождемерные показания меньше максимальных запасов воды в снеге. С установкой осадкомеров разность между их показаниями и снегосъемкой уменьшается значительно. Но коэффициент K_2 (отношение максимальных запасов воды в снеге по снегосъемке к сумме осадков по осадкомеру) в некоторых случаях становится меньше 1, т. е. сумма осадков по осадкомеру превышает максимальные запасы воды в снеге (в Баево на 30%). Если считать снегомерные измерения за эталон, хотя бы по тому признаку, что в их методике за 1936—1960 гг. ничего существенно не изменилось, то при K_1 и K_2 больше 1 можно констатировать выдувание снега из дождемеров и осадкомеров, а при K_1 и K_2 меньше 1 — надувание. При таком положении ставится под сомнение целесообразность приведения показаний дождемеров к осадкомеру. Устранив несколько погрешности, связанные с выдуванием осадков, осадкомер увеличивает число случаев надувания (см. табл. 1).

Таким образом, количество зимних осадков, измеренное осадкомерами и дождемерами, не может быть применено для оценки запасов воды в снежном покрове. Полученные выводы и коэффициент K_1 вполне согласуются с данными К. Б. Щергиной (1956) по станциям Акмолинск, Жарык, Актюбинск Казахской ССР.

Нами применялась методика, позволяющая привести максимальные запасы воды в снежном покрове к периоду 1936—1960 гг. без использования реечных показаний и без составления ежегодных карт плотности или запасов воды. Как известно, запас воды в снеге определяется из соотношения: $W = 10d \cdot h$. Ряд станций ведет наблюдения при снегосъемках только за высотой снежного покрова с 1936 г. без определения плотности и запасов воды, а начиная с 1947—1949 гг., уже в большинстве случаев определяется и запас воды. Задача состояла в том, чтобы определить плотность снежного покрова. На основании данных снегосъемок в поле для периода 1949—1960 гг. была вычислена по большинству станций средняя плотность снежного покрова на декаду максимальных запасов воды в нем и вычерчена карта (рис. 1). С нее путем интерполирования можно получить плотность для всех станций. Период 1949—1960 гг. взят по той причине, что за эти годы имеются наиболее полные ряды наблюдений.

Плотность снежного покрова на декаду максимальных запасов воды в нем на рассматриваемой территории колеблется от 0,22 в таежных и подтаежных районах до 0,30—0,32 в южных степных районах. Неоднородность физико-географических условий, большое протяжение территории с запада на восток и с севера на юг вызывают различия в ветровом режиме и средних скоростях ветра зимой. Районы с повышенными средними скоростями ветра зимой (Рубцовская степь, Северная Кулунда) выделяются большей плотностью снежного покрова (0,31—0,32), соответственно лесные районы с меньшими скоростями ветра — меньшей плотностью. Также и по Прииртышью в ветровой «тени». Казахского низкогорья плотность снежного покрова уменьшается до 0,25—0,28.

Связь плотности снега со скоростью ветра подтверждается также графически, так как ход изолиний плотности снега и скорости ветра зимой совпадает. Вычисленную среднюю плотность можно распространить на весь период 1936—1960 гг., потому что она подвергается из года в год незначительным колебаниям (Дроздов, 1957). По высоте снежного покрова и по вычисленной средней плотности на декаду максимальных запасов воды в нем можно вычислить максимальный запас воды в

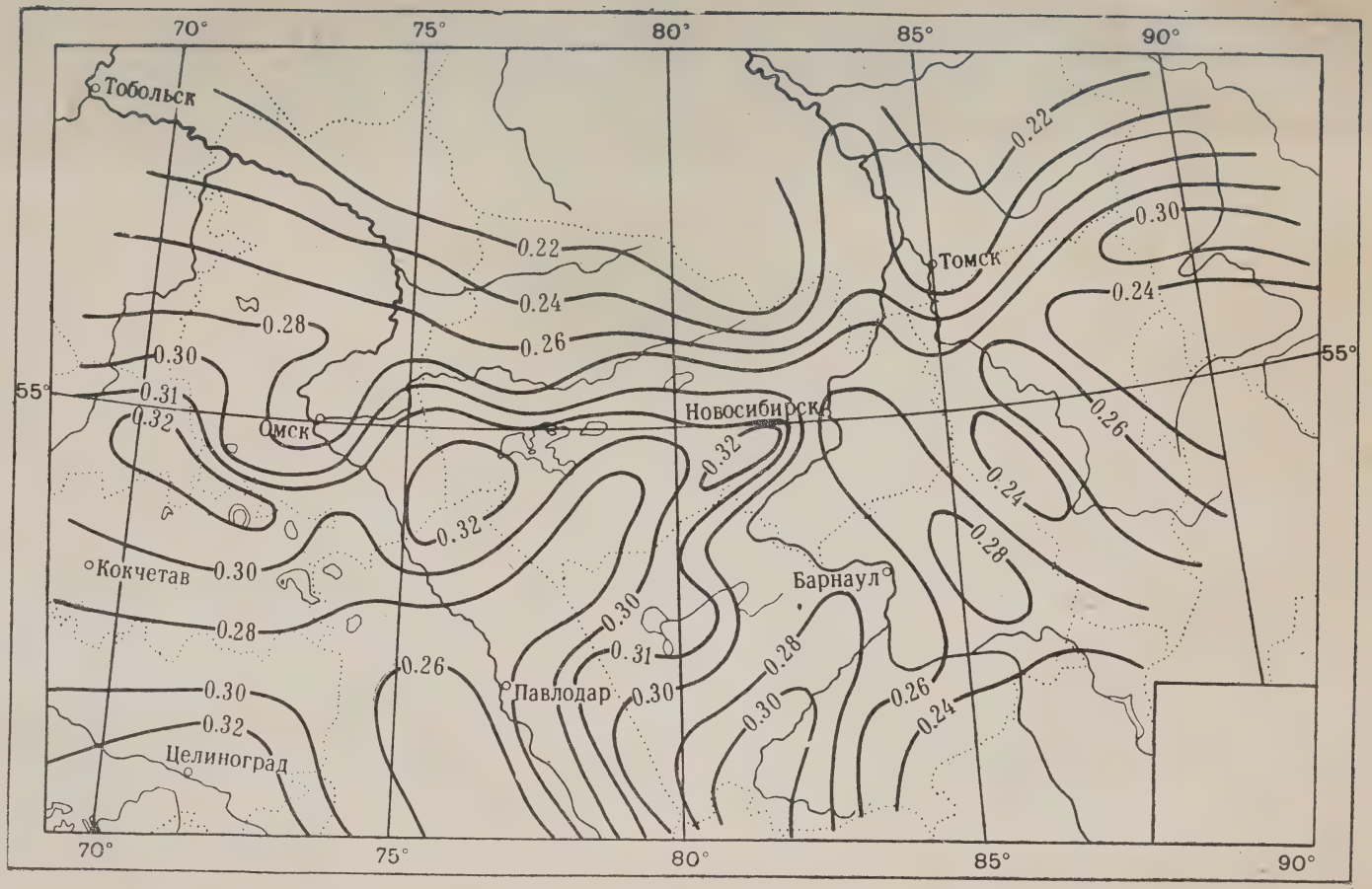


Рис. 1. Средняя плотность снежного покрова на декаду максимальных запасов воды.

Таблица 2

Декады наступления максимальных запасов воды в снеге (1946—1960 гг.), случаев

Станции	Январь			Февраль			Март			Апрель			Преобладающая декада	Зима 1955/56 г.
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3		
Колпашево			1				2	4	6	1	1		III_3	IV_1
Васисс				1	1	1		3	6	2	1		III_3	III_2
Новосибирск				2		3	3	5	1	1			III_2	III_2
Ужаниха	1	2			1		2	9					III_2	II_2
Татарск		1			2		4	6	1	1			III_2	II_3
Баево				1	1	3	8		2				III_1	III_1
Ключи				2	1	2	6	2	2				III_1	II_3
Волчиха				1	1	1	5	3	2	2			III_1	III_1
Рубцовск		1	1		4	5	3		1				II_3	I_2
Михайловка		1			4	5	3	2					II_2	III_1

Примечание. Римскими цифрами обозначен месяц, арабскими — декады.

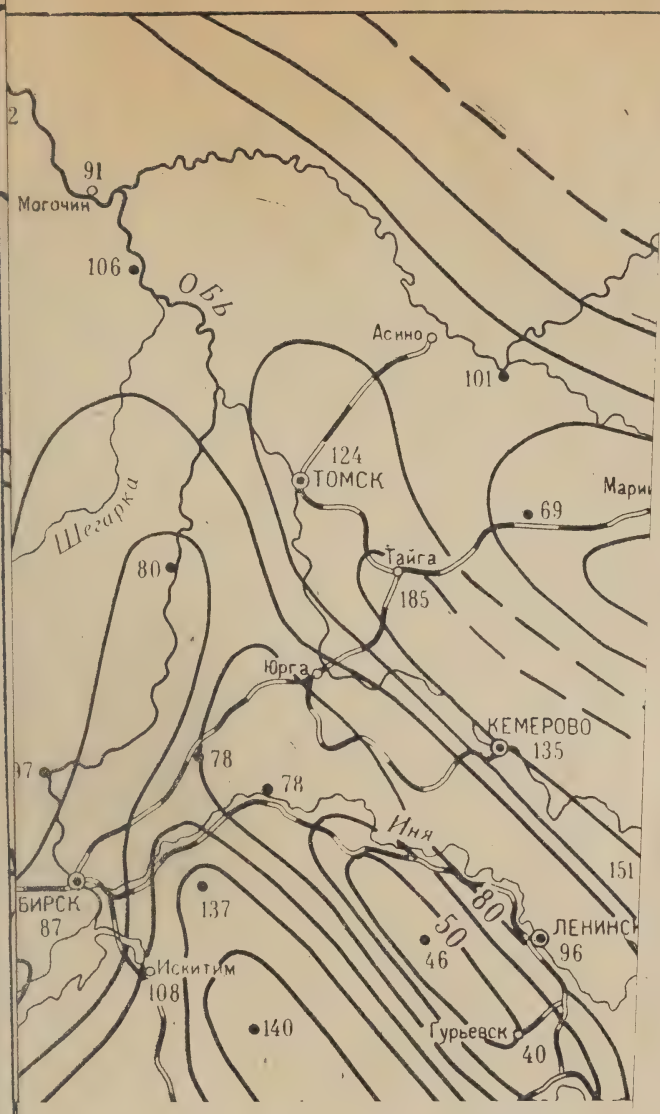
снежном покрове за интересующий нас год и пополнить ряды наблюдений.

Для расчетов брались высоты при максимальных запасах воды в снеге. Установив, что максимальные высоты снежного покрова не всегда соответствуют максимальным запасам воды в снеге, мы определили отдельно для каждой станции средние декады, в которые запасы воды в снеге достигали максимума. В пределах охваченной территории этот максимум приходится на март и конец февраля (табл. 2).

В наступлении максимальных запасов воды в снеге проявляется зональность. В большинстве случаев на третью декаду марта этот момент приходится в лесной зоне, в лесостепи — на вторую декаду марта, в степи — на первую декаду марта и третью февраля. Но из года в год моменты наступления максимальных запасов подвержены значительным колебаниям, зависящим от характера зимы и осадконакопления. Так, в 1953 г. на большей части территории в марте выпало осадков больше среднего количества, и максимальные запасы воды были отмечены в первой декаде апреля. Если взять отдельный конкретный зимний период, то он наглядно показывает, как значительно передвигаются сроки наступления максимальных запасов. Нами без всякого выбора взят зимний период 1955—1956 гг. Как видно из табл. 2, отклонения от средней декады получились как в сторону более поздних сроков (Колпашево, Михайловка), так и в сторону более ранних (Ужаниха, Татарск, Ключи). В Татарске и Ключах максимальные запасы были отмечены одновременно в третьей декаде февраля, хотя эти пункты расположены в разных природных зонах. В Новосибирске, Баево, Волчихе 1955 г. совпал со средними значениями.

Таким образом, определив среднюю декаду наступления максимальных запасов воды, мы можем для тех лет, когда при снегосъемках не определяли плотность и запас воды, а только высоту снежного покрова, взять высоту снега, при которой в данном году были максимальные запасы воды. По этой высоте и средней плотности определим запас воды в снежном покрове. В затруднительных случаях, когда по нарастанию высот видно, что максимальные запасы воды могли быть не в средние сроки, мы ориентировались по соседним станциям, имеющим вычисленные запасы воды. В отдельных случаях брали максимальные высоты за зиму.

Один из методов определения максимальных запасов воды по снегосъемкам в поле — сравнение их результатов с параллельными измере-


2
91
Могочин
106
Обь
Асино
101
124
ТОМСК
Шегарка
69
Тайга
80
185
Юрга
КЕМЕРОВО
135
78
78
Иня
151
БИРСК
87
137
80
50
ЛЕНИНСК
96
46
Искитим
108
140
Гурьевск
40

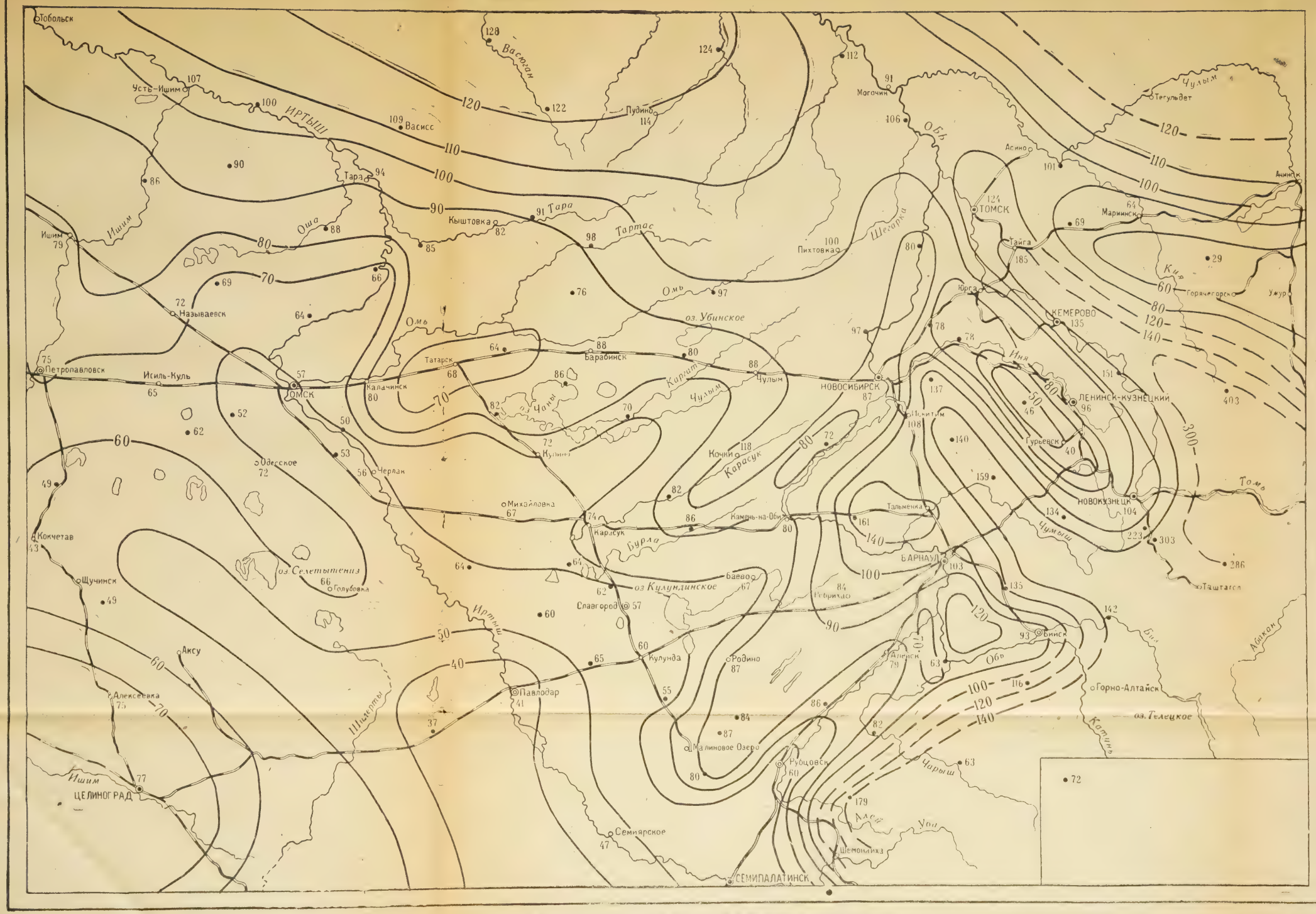


Рис. 2. Запасы воды (мм) в снежном покрове в декаду максимальной высоты.

ниями в лесу. Так, на станции Новосибирск (Бугры) с 1941 по 1951 г. снегосъемку проводили и в лесу, и в поле, а в 1953—1956 гг. только в лесу. Среднее отношение $H_{лес} : H_{пол} = 1{,}8$. Из соответствующих отношений определяли запасы воды в поле.

Полученные после приведения описанными методами запасы воды в снежном покрове осреднялись за 25-летний период (1936—1960 гг). Пространственное распространение их на территории представлено на рис. 2, помещенном между стр. 150 и 151. Изолинии проведены с учетом природного и климатического районирования и особенностей рельефа. Связь рельефа с осадками отмечена давно, особенно с летними осадками. Зависимость зимних осадков от небольших возвышенностей Казахского мелкосопочника отмечена К. Б. Щергиной. Увеличение с высотой зимних осадков, выраженных в максимальных запасах воды в снеге, хорошо прослеживается в северной части Приобского плато (рис. 3). Высота местности возрастает с юго-запада на северо-восток, в этом же

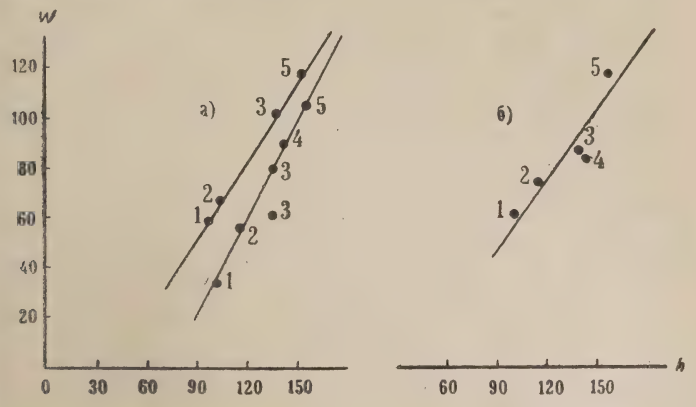


Рис. 3. Зависимость запасов воды в снеге от высоты местности на Приобском плато.

направлении увеличиваются запасы воды в снеге. Причем для отдельных лет (рис. 3а) эта зависимость полная, а по средним данным (рис. 3б) вполне достаточная. За зиму 1955/56 г. на станции Хабары, расположенной в этом районе, запас воды в снеге получился меньше ожидаемого (точка 3). Используя зависимости запасов воды от высоты местности, подтвержденные по другим станциям, можно с полным основанием утверждать, что запасы воды по снегосъемкам в Хабарах в 1955/56 гг. преуменьшены; они должны быть на 20 мм больше (точка 3^1). Эти закономерности использованы нами для уточнения запасов воды в сомнительных случаях.

В статье лишь кратко изложена большая подготовительная работа, которая предшествовала составлению карты запасов воды в снежном покрове (см. рис. 2). Мы не считаем, что полученные результаты исчерпывают содержание вопроса, так как не совершенна примененная методика осреднения и, к тому же, исходные материалы — данные снегосъемки — содержат много недостатков. Главный недостаток заключается в том, что снегосъемка *в поле* отражает не столько сумму выпавшей влаги, сколько условия ее распределения в зависимости от физико-географических условий. В этом нас убеждает простое сравнение результатов вычисления влаги по материалам снегосъемки в поле и в лесу (табл. 3).

Как показывает табл. 3, в лесной зоне создаются условия более равномерного залегания снега, что связано с меньшими скоростями ветра и большей защищенностью. Вполне закономерно возрастание разницы

Таблица 3

Средние отношения максимальных запасов воды в снеге по снегосъемкам в лесу к снегосъемке в поле

Природные районы	Станция, пост	Число лет наблюдения	к	V	$к_1$	$W_п$	$W_и$
Подветренные склоны возвышенностей	(интерполировано)		1,0		1,0		
Динамический центр Прииртышской котловины	(интерполировано)		1,2		1,2		
Подтайга				3,5	1,1		
	Пудино	7	1,14	3,5		114	125
	Васисс	10	1,09			109	120
Омская лесостепь				4,5	1,5		
	Тюкалинск	10	1,51			69	103
	Поселково-Саргатское	9	1,68			64	96
Западная Бараба				4,2	1,3		
	Любимовка	3	1,60			65	84
	Усть-Тарка	2	1,38			84	109
Центральная Бараба				5,5	1,3		
	Венгерово	9	1,12			88	114
	Кама	12	1,61			76	100
Северная Бараба				4,0	1,2		
	Ваганово	7	1,28			90	108
Восточная Бараба	(интерполировано)		1,40			(80)	(110)
Северная Кулунда (наветренные склоны)				5,0	1,5		
	Красноозерск	8	1,58			82	123
	Здвинск	6	2,16			70	105
Центральная Кулунда				5,3	1,3		
	Чалдай	3	1,67			60	78
Южная Кулунда				4,5	1,3		
	Волчиха	8	1,15			84	109
	Усть-Волчиха	8	1,23			87	113
	Михайловское	3	1,61			59	77
Приобское плато				4,5	1,3		
	Ребриха	12	1,47			95	133
	Рожнев лог	5	1,67			90	117
Омская степь				5,0	1,4		
	Исиль-Куль	10	1,43			65	91
Кузнецкая лесостепь				4,5	1,1		
	Кузедеево	8	1,16			223	243
Рубцовско-Алейская степь				5,0	1,5		
	Угловское	11	1,33			80	104

Примечание. к — отношение максимальных запасов воды в снеге в лесу к полевым, V — средняя скорость ветра в январе — марте по району, $к_1$ — принятый коэффициент по району, $W_п$ — средние максимальные запасы воды в снеге в поле, $W_и$ — исправленные максимальные запасы воды в снеге.

во влагозапасах «лес — поле» в лесостепи и степи, где больше перераспределение снега. По мнению Ц. А. Швер (1961), поляна в лесу представляет в какой-то мере естественный площадный осадкомер, где меньше всего сказывается эффект перераспределения снежного покрова под влиянием ветра и метелей. Поэтому, может быть, есть смысл запасы воды в снеге на лесных участках считать действительно отражающими величину зимних осадков. На открытом поле, где обычно производятся снегосъемки, сохраняются только остатки снега, а значительная часть его сносится в микропонижения и концентрируется в лесополосах и колках. В этой связи мы считаем, что к результатам районирования за-

пасов воды в снеге надо походить дифференцированно, в зависимости от географической зональности и ветровых условий. Так, в лесной зоне Западной Сибири данные снегосъемки в поле отражают среднее распределение зимних осадков, но для лесостепной и степной зон есть все основания утверждать обратное.

В этой связи мы считаем, что карту (см. рис. 2) можно использовать для практических целей дифференцированно, исходя из поставленных задач. В лесной зоне — для любых целей оценки зимнего увлажнения, а в лесостепной и степной зонах, в первую очередь, для сельского хозяйства, как показатель зимних запасов влаги на сельскохозяйственных угодьях.

Значение влаги, содержащейся в снежном покрове, трудно переоценить в условиях засушливой погоды весной на юго-востоке Западной Сибири. К тому же ряд авторов указывает на связи, существующие между типами зим и типами весен. Зимы, предшествующие засушливости в вегетационном периоде, часто выделяются меньшими запасами воды в снежном покрове (Иванов, 1957; Галахов, 1960). Эти положения подтверждаются и нашими данными на примере 1954 и 1955 гг. (табл. 4).

Таблица 4

Модульные коэффициенты запасов воды в снеге зимой

Станции	1953/54 г.	1954/55 г.
Купинс	1,33	0,76
Карасук	1,29	0,78
Хабары	1,26	0,45
Баево	1,20	0,64
Родино	1,05	0,57
Славгсрод	1,59	0,53
Кулунда	1,05	0,80
Ключи	1,47	1,05
Волчиха	1,20	0,81

Вегетационный период 1954 г. в Кулунде был неплохо обеспечен влагой, и модульные коэффициенты за зиму 1953/54 гг. колебались от 1,05 до 1,59 (отношение запасов воды в снеге в данном году к средним многолетним). Иные условия снегонакопления наблюдались в зиму, предшествующую засухе 1955 г., когда зима была малоснежной и модульные коэффициенты не превышали 0,45—1,0 (табл. 4).

Для более объективной оценки запасов воды в снежном покрове необходимо совершенствовать методику наблюдений и способы расчетов. В этой связи заслуживает внимания материал, приведенный в статье Л. Ф. Щербаковой (1962). Автор показывает, что на станциях Омск и Славгород при всех снегосъемках по треугольникам, проведенных согласно наставлениям, были получены очень заниженные значения высоты снежного покрова и запасов воды в нем против сплошной снегосъемки по незамкнутой линии, проходящей по характерным формам рельефа. При последних двух видах снегосъемки наиболее точно оцениваются величины влагозапасов в снеге.

Таблица 5

Результаты снегосъемок, проведенных разными методами в период максимального накопления снега

Станции	Снегомерная съемка	Дата	Высота снежного покрова	Плотность снежного покрова	Запас воды в снеге
Омск	Сплошная	21/II 1957 г.	19	0,24	46
	По незамкнутой линии	„	16	0,22	35
	По треугольнику	„	11	0,26	29
Славгород	Сплошная	10/III 1957 г.	20	0,27	54
	По незамкнутой линии	„	8	0,29	52
	По треугольнику	„	9	0,33	30

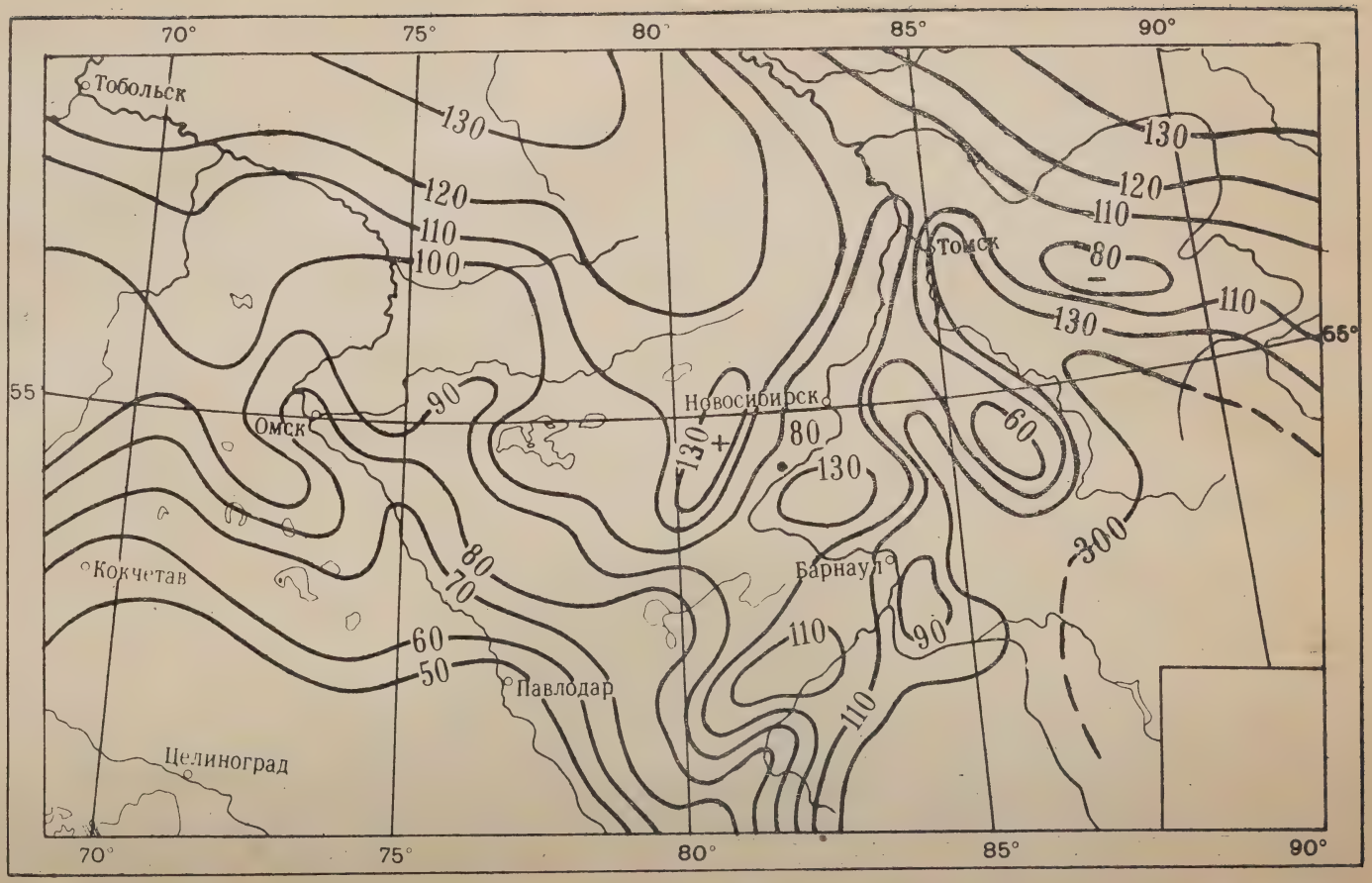


Рис. 4. Запасы воды в снежном покрове, исправленные на величину коэффициента (к). Среднее размещение осадков холодного периода.

Другой метод оценки действительного количества зимних осадков — подбор пунктов наблюдений за снегом в лесу и выведение поправок к данным по снегосъемкам в поле. В литературе есть указания на возможность использовать параллельные наблюдения «поле—лес» в одной местности для приведения показаний одного из видов съемки к другому. Т. И. Великановой (1957) при расчетах весеннего стока на залесенных водоразделах северной части Европейской территории СССР из соотношения влагозапасов в лесу и в поле вычислены коэффициенты, при помощи которых определялись снегозапасы в лесу по снегосъемкам в поле.

Коэффициент $к = W_{лес} : W_{пол}$ (см. табл. 3) можно использовать для приведения полевых влагозапасов в снеге к лесной, лесостепной и степной зонам. Этим будет в какой-то мере устранен основной недостаток полевых снегосъемок — неполный учет количества осадков зимой из-за большого сдувания снега с полей. Лесные снегосъемки более полно отражают действительное количество осадков, во-первых, потому, что максимальные запасы воды в лесу в подавляющем большинстве случаев больше, чем в поле, и, во-вторых, условия осадконакопления в небольших массивах березовых лесов степной и лесостепной зон способствуют равномерному залеганию снега.

Для районов Кулунды хорошие лесные участки представляют ленточные боры, со снегосъемками в которых и сравнивались запасы влаги в поле.

В табл. 3 приведены коэффициенты по физико-географическим районам для всей территории. Наблюдается значительное колебание коэффициента, что связано не только с различиями в физико-географических условиях, но и с подбором участков для снегосъемок в лесу. Неудачно выбранные участки могут искажать картину распределения снега. Это наглядно видно по станции Здвинск, где промерные линии лесной снегосъемки проходят через четыре отдельные березовые рощи с ямами и кочками. Залегание снега на таком участке неравномерное, с большим надуванием, поэтому коэффициент большой ($к = 2.16$). Учитывая подобное положение и по другим участкам, мы взяли обобщенные коэффициенты по отдельным природным района ($к_1$). Для сравнения по станциям даны максимальные запасы воды в снеге на полевых участках $W_п$ и исправленные значения влагозапасов $W_и$ через коэффициент ($W_и = k_1 W_п$). Исправленное таким образом количество запасов воды в снеге более верно отражает величину зимнего увлажнения (см. табл. 3). Карта запасов воды в снежном покрове (см. рис. 2) с применением коэффициента может быть использована не только в сельскохозяйственных целях, но и при других расчетах.

В виде опыта нами составлена карта распределения *зимних* осадков в среднем по территории с учетом поправок на сдувание снега с полей (рис. 4). Общая картина размещения осадков по сравнению с рис. 2 несколько изменилась. Величина осадков повсеместно увеличилась и особенно вдоль осей наибольших скоростей ветра: в восточной Барабе по Приобскому плато, в центральной и южной Кулунде и по Рубцовско-Алейской степи, где коэффициенты наибольшие. На территориях, находящихся в подветренной тени, поправки не вносились, исходя из предположения, что коэффициенты здесь равны 1,0.

На рис. 4 показаны общие закономерности размещения атмосферных осадков за холодный период. Так как величина запасов воды в снежном покрове в мм в переводе на снеговую нагрузку означает кг/м², карту рис. 4, очевидно, можно использовать при расчетах снеговой нагрузки на здания и сооружения.

ЛИТЕРАТУРА

Абрамович Д. И. Воды Кулундинской степи. Новосибирск, Изд. СО АН СССР, 1960.

Агроклиматические и водные ресурсы районов освоения целинных и залежных земель. Л., Гидрометеоиздат, 1955.

Великанова Т. И. Весенний сток и особенности его формирования в условиях северной части Европейской территории СССР. Тр. ЦИПа, вып. 54. М., Гидрометеоиздат, 1957.

Галахов В. Н. Снежный покров в зимы, предшествующие засушливым и влажным вегетационным периодам. Сб. Гидроклиматический режим лесостепной и степной зон СССР в засушливые и влажные годы. М., Изд. АН СССР, 1960.

Иванов В. К. Условия возникновения и характер суховеев Западной Сибири.— В кн. Суховеи, их происхождение и борьба с ними. М., Изд. АН СССР, 1957.

Методы климатологической обработки метеорологических наблюдений. Под ред. О. А. Дроздова. Л., Гидрометеоиздат, 1957.

Методические указания управлениям гидрометслужбы, № 23. Л., Гидрометеоиздат, 1957.

Орлова В. В. Климатический очерк Барабинской низменности. Л., Гидрометеоиздат, 1954.

Орлова В. В. Климат СССР, вып. 4. Западная Сибирь. Л., Гидрометеоиздат, 1962.

Павленко Г. В. Весенний сток в Кулундинской степи и возможности его прогнозов и расчетов. Новосибирск, Изд. СО АН СССР, 1963.

Попова К. И. и Рутковская Н. В. О связи осадков с циркуляционным режимом в холодный период над юго-востоком Западно-Сибирской низменности. Тр. ГГО, вып. 113, 1960.

Рихтер Г. Д. Снежный покров, его формирование и свойства. Изд. АН СССР, 1945.

Рихтер Г. Д. Роль снежного покрова в физико-географическом процессе. Тр. института географии, т. 40. М.—Л., Изд. АН СССР, 1948.

Рутковская Н. В. Максимальная высота снежного покрова на юго-востоке Западно-Сибирской низменности. Тр. Томского ун-та, т. 147, 1957.

Рутковская Н. В. Районирование территории юго-востока Западно-Сибирской низменности по характеру снежного покрова. Вопросы географии Сибири. Сб. 4. Томск, Изд. Томского ун-та, 1962.

Сляднев А. П. Климатическое районирование юго-востока Западно-Сибирской равнины в связи с районированием Западной Сибири. Сибирский Географический сборник № 3. М., Изд. АН СССР, 1964.

Швер Ц. А. Сравнение количества осадков, измеренных осадкомером и методом снегомерных съемок. Тр. ГГО, вып. 122. Л., Гидрометеоиздат, 1961.

Шергина К. Б. К методике расчета запаса воды в снежном покрове в равнинной части Казахстана. Вестник АН КазССР, 1956, № 12.

Щербакова Л. Ф. Анализ результатов снегомерных съемок и рекомендации по улучшению методики наблюдения над снежным покровом. Сб. Снежный покров, его распространение и роль в народном хозяйстве. М., Изд. АН СССР, 1962.

Н. И. ПЕТРОВА

КЛИМАТ КАК ОДИН ИЗ ФАКТОРОВ ОВРАГООБРАЗОВАНИЯ Г. НОВОСИБИРСКА

Наряду с нерациональным хозяйственным использованием территории г. Новосибирска человеком, оврагообразование района вызвано естественными факторами, одним из которых является климат.

Территория г. Новосибирска расположена в пределах умеренной климатической зоны. Климат района полностью определяется его положением внутри материка и характеризуется чертами резкой континентальности: холодной продолжительной зимой (до 5—5,5 месяца) с сильными ветрами и метелями, жарким коротким летом, короткими переходными сезонами — весной и осенью.

Мы приводим характеристику отдельных метеорологических элементов по многолетним данным.

Температура воздуха. Резкая континентальность климата особенно яркое отражение находит в температурном режиме района, который характеризуется большими амплитудами годовых, месячных и суточных температур (табл. 1, г. Новосибирск).

Таблица 1

Температура	Месяц												За год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Средняя месячная и годовая	—19,0	—17,2	—10,7	—0,1	10,0	16,3	18,7	16,0	9,9	1,5	—9,7	—16,9	—0,1
Абсолютный минимум	—50	—47	—41	—33	—17	—2	2	—2	—9	—29	—46	—48	—50
Абсолютный максимум	6	6	10	28	36	38	38	35	33	27	11	7	38

Отрицательные температуры могут быть во все месяцы за исключением июля; температура колебаний между крайними летними и зимними температурами достигает 88°.

Континентальность климата и связанное с нею резкое наступление зимних холодов (в ноябре при среднемесячной температуре —9,7° бывают морозы до —46°) вызывают сильное выхолаживание поверхности грунта. Наступление холодов нередко происходит после осенних дождей или таяния снега при оттепелях, когда все поры и трещины в грунте заполнены водой. Происходит растрескивание почвы или расширение уже имеющихся трещин за счет замерзания заполняющей их воды. Отдельные трещины при этом достигают 30—40 см ширины, 8—10 м длины и 5 м глубины.

Осеннее или летнее таяние слежавшегося снега и льда, скрепляющих стенки трещин, вызывает обвалы. Такие явления обычно происходят позже массового таяния снега, когда прогреваются склоны, освободившиеся от снежного покрова. При этом происходит смещение масс грунта объемом до нескольких тысяч кубических метров. Мы наблюдали подобный обвал в вершине оврага на правом склоне долины р. Каменки в конце июня 1951 г.: огромные глыбы грунта общим объемом около 1100 кубических метров обрушились в овраг, обнажив толщу слежавшегося снега, заполнявшего трещину.

Ветры. Господствующими в районе являются ветры юго-западного направления.

Наиболее частыми являются ветры со средней скоростью от 2 до 5 м/сек, значительно реже случаи ветров со средней скоростью, превышающей 5 м/сек. Наибольшую скорость имеют ветры южных направлений, особенно юго-западные. Наблюдаются иногда ветры со скоростью от 6 до 10 м/сек., однако их повторяемость в несколько раз меньше, чем ветров от 2 до 5 м/сек. Еще реже бывают ветры от 11 до 15 м/сек. Максимальная скорость ветра чаще всего наблюдается при юго-западном направлении, редко при северо-восточном и северо-западном. По многолетним данным в Новосибирске ветры со скоростью 15 м/сек наблюдаются 27 дней в году, с ноября по март,— наибольшей повторяемостью таких ветров характеризуется март.

Юго-западные ветры при больших скоростях (более 10 м/сек) в зимнее время вызывают низовые метели, после схода снегового покрова — пыльные бури. За счет низовых метелей и господствующих юго-западных ветров происходит снос снега в овраги и их водосборные бассейны: даже в сравнительно малоснежные зимы, когда отдельные участки водоразделов вовсе лишены снега, овраги обычно почти полностью им забиты. Последнее особенно показательно для оврагов, ориентированных в направлении господствующих ветров: овраги на южных и юго-западных склонах Ключ-Камышинского плато почти ежегодно заполняются снегом до самых бровок. Господствующие ветры вызывают и перераспределение снега, перевевая его с наветренных склонов на противоположные, способствуя более глубокому промерзанию оголенных участков. В летнее время по склонам оврагов ветры выдувают мелкозем, что морфологически выражается в образовании микроступенчатости. Дефляция способствует расширению оврагов, однако количественный учет ее произвести крайне трудно.

Осадки. Континентальность климата обусловливает его сухость: среднее годовое количество осадков в г. Новосибирске, приведенное к многолетнему периоду наблюдений, равно 419 мм. В отдельные годы наблюдаются большие отклонения от средних месячных норм (табл. 2, в мм).

Таблица 2

Осадки	Месяцы												За год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Средние	15	11	13	21	34	59	77	59	45	34	28	23	419
Максим.	38	35	32	57	66	172	164	150	92	80	68	72	603
Миним.	4	1	3	1	5	7	16	6	17	11	3	5	188

Наибольшими отклонениями от средней годовой нормы выделяются 1938, 1946, 1947, 1954, 1957 гг. Из них наибольшей годовой суммой осадков характеризуется 1938 г. с максимальной многолетней нормой. Сумма осадков за 1954 г. составила 551 мм, за 1957 г.— 523 мм.

Распределение осадков по сезонам года крайне неравномерное: меньше всего осадков выпадает зимой, особенно в конце зимы и начале весны, с февраля по апрель, наибольшее количество выпадает летом — с июня по август. Из общей годовой суммы осадков на летний период приходится до 50% (табл. 3).

Таблица 3

Распределение осадков по сезонам, мм

Осадки	Сезон, месяц			
	зима, XI—III	весна, IV—V	лето, VI—VIII	осень, IX—X
Средние	90	55	195	79
Максим.	154	120	353	134
Миним.	47	22	31	38

Наибольшими суммами летних осадков характеризуются 1938, 1943, 1946, 1947, 1954, 1956, 1960 гг. Летняя сумма осадков за 1938 г. составила около 60% от годового количества и около 85% от средней многолетней годовой нормы. Близко к максимальной норме летнего периода выпало летом 1946 г. Сумма осадков лета 1954 г. составила 48% от годового количества и более 63% от средней многолетней годовой нормы.

Большими отклонениями от средних месячных норм летних месяцев выделяются: июнь 1954, август 1956, июль 1959 гг., сумма осадков за которые приближается к максимальным многолетним месячным нормам. Сумма осадков за август 1963 г. составила многолетнюю максимальную норму. Годы с большим количеством осадков в летний период характеризуются интенсивным ростом оврагов.

Таблица 4

Число дней с осадками, мм

Осадки	Месяцы												За год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
⩾0,1	16,5	12,6	12,5	8,6	10,9	11,7	11,7	13,1	12,0	12,2	16,3	15,8	153,0
⩾0,5	11,6	9,5	9,2	6,7	9,2	10,0	9,6	11,2	9,8	9,7	12,2	11,8	120,0
⩾1,0	8,9	6,6	6,4	4,7	6,9	8,7	8,4	9,3	7,6	7,5	9,9	8,8	93,0
⩾2,0	4,2	3,0	2,9	2,7	5,2	7,0	6,3	7,4	5,6	5,1	6,3	4,6	60,0
⩾5,0	0,9	0,6	0,7	0,8	2,6	4,0	3,7	3,6	2,5	1,9	2,4	1,1	24,0
⩾10,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,7	1,4	1,4	1,2	0,7	0,5	0,6	0,2	7,0
⩾20,0	0,0	0,0	0,0	0,03	0,2	0,1	0,4	0,4	0 1	0,1	0,0	0,1	1,0
⩾30,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,03	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0

Из таблицы видно, что на лето приходится больше дней с осадками большой величины, чем на другие сезоны года. Так, в июне, июле и августе на осадки ⩾5 и 10 мм приходится вместе более 10 дней, а в декабре и январе — 2 дня. На осадки ⩾20 мм в соответствующие месяцы приходится 0,5 и 0,1 дня. Осадки 30 мм случаются в летние месяцы, но никогда не наблюдаются зимой.

Продолжительность выпадения осадков находится в обратной зависимости от годового распределения количества осадков — максимум приходится на зимние месяцы, минимум — на летние. Наименьшая продолжительность осадков в летние месяцы при сравнительно небольшом их количестве связана с их ливневым характером. Ливневый дождь характеризуется следующими чертами: быстрым нарастанием интенсивно-

сти в начале выпадения и быстрым прекращением, а также резкими колебаниями интенсивности и малой продолжительностью стадий наиболее интенсивного выпадения (С. П. Хромов, Л. Н. Мамонтова, 1955).

Большие суточные максимумы осадков в летнее время связаны также с их ливневым характером (табл. 5).

Таблица 5

Суточный максимум осадков, мм

Месяцы												За год
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
10	8	14	24	25	95	55	43	31	21	31	15	95

Приведенный в табл. 5 наибольший суточный максимум приходится на июнь 1938 г. Большими суточными максимумами осадков характеризуется июнь 1954 г. (29 мм), август 1956 г. (43 мм).

В. В. Орлова (1954) указывает, что для всей Барабинской низменности характерны ливни большой интенсивности: больше 50% их приходится на ливни от 0,2 до 0,4 мм/мин. Бывают ливни и значительно большей интенсивности. По данным расшифровки плювиограмм мы выбрали характеристики наиболее интенсивных ливневых осадков (табл. 6). В таблицу включены ливни, по которым имеются плювиограммы.

Таблица 6

Ливневые осадки, Новосибирск

Дата	Осадки, мм	Время, мин	Средняя интенсивность, мм/мин	Максимальная интенсивность, мм/мин
28/VI 1938 г.	95,2	495	0,19	1,17
3/VII 1943 г.	21,3	147	0,14	0,90
20/VII 1943 г.	43,2	160	0,20	1,18
9/VII 1944 г.	22.0	200	0,11	—
13/VII 1944 г.	55,4	330	0,17	—
1/VI 1949 г.	16,0	277	0,06	0,50
29—30/VI 1949 г.	13,7	153	0,09	0,74
30/VI 1949 г.	12,5	104	0,12	0,50
3/VII 1949 г.	45,0	314	0,14	2,00
8—9/VIII 1949 г.	13,9	799	0,02	0,15
10—11/IX 1949 г.	20.2	962	0,02	0,19
13/IX 1949 г.	13,1	310	0,04	0,12
11/VI 1952 г.	10,8	500	0,02	0,17
13/VII 1953 г.	11,6	215	0,05	0,40
22/VII 1953 г.	20,0	44	0,45	0,79
25/VII 1953 г.	13,0	81	0,16	0,72
4—5/VIII 1953 г.	10,5	483	0,02	0,42
23/VIII 1953 г.	14.8	139	0,10	1,00
29—30/VIII 1953 г.	15,3	153	0,10	0 10
31/V 1954 г.	21,2	481	0,04	0,33
16/VI 1954 г.	11,0	172	0,06	0,37
19/VI 1954 г.	29 5	169	0,17	1,30
22/VI 1954 г.	12,3	44	0,30	1,20
3/VII 1954 г.	26,8	309	0,09	0,90
11/VIII 1954 г.	10,5	263	0,04	0,45

Окончание табл. 6

Дата	Осадки, мм	Время, мин.	Средняя интенсивность, мм/мин.	Максимальная интенсивность, мм/мин.
7/IX 1954 г.	11,4	248	0,05	0,50
6/VII 1955 г.	11,4	166	0,07	0,50
22/VII 1955 г.	16,6	250	0,07	0,83
25/IX 1955 г.	13,3	572	0,02	0,70
4/VIII 1956 г.	12,6	62	0,20	2,60
18/VIII 1956 г.	11,0	396	0,03	0,11
11/VI 1957 г.	11,9	29	0,40	0,98
4/VIII 1957 г.	10,6	109	0,10	0,92
19/VIII 1957 г.	12,1	29	0,40	1,35
3/IX 1957 г.	17,0	200	0,09	0,47
3/IX 1957 г.	15,3	90	0,17	2,40
31/VII 1958 г.	11,0	35	0,31	1,80
24/VIII 1958 г.	22,7	442	0,05	0,38
16/VII 1959 г.	10,9	33	0,33	0,72
22/VII 1959 г.	11,9	175	0,07	0,83
25/VIII 1959 г.	10,2	63	0,16	1,03
10—11/IX 1959 г.	10,0	594	0,02	0,36
1/VI 1961 г.	16,8	141	0,12	1,25
27/VI 1961 г.	12,6	455	0,03	0,40
25—26/VIII 1961 г.	10,4	231	0,05	0,35
3/VIII 1962 г.	12,7	290	0,04	0,40
9/VIII 1962 г.	18,3	631	0,03	0,12
3/VIII 1963 г.	29,1	277	0,10	0,64
4/VIII 1963 г.	11,6	34	0,30	1,60
10—11/VIII 1963 г.	16,0	293	0,05	1,12
31/VIII 1963 г.	13,1	271	0,05	0,23
2/IX 1963 г.	10,4	270	0,04	0,16

Ливневыми дождями большой интенсивности характеризуются 1938, 1946, 1949, 1954, 1956, 1957, 1964 гг. Сток ливневых вод вызывает рост существующих оврагов и образование новых. За один час ливневого дождя 28 июня 1938 г. выпало 70 мм осадков, а за весь ливень, продолжавшийся 8 ч. 15 мин., выпало 95,2 мм, что значительно превысило наблюдавшуюся до этого суточную норму осадков. На левом склоне долины р. Каменки образовался овраг длиной до 70 м. В результате ливня 3 июля 1949 г. около города было разрушено полотно Западно-Сибирской железной дороги.

Большое число ливней зарегистрировано с июня по август 1954 г. Отмечены случаи катастрофического разрушения в оврагах города. Так, в ливень 19 июня 1954 г. произошли громадные обвалы в овраге Мочищенская промоина. Вершина от вершка оврага, растущего в направлении Ново-Мочищенского шоссе, продвинулась на 11 м; произошли большие разрушения на склонах оврага в его средней части. За ливневый дождь 4 августа 1956 г. одна из вершин Ключ-Камышинского оврага отступила на 29 м, ливень 3 сентября 1957 г. вызвал прирост оврага на правом склоне долины р. Каменки на 28 м.

Большое значение для эрозионных процессов имеет то, что максимальная интенсивность дождя наблюдается через некоторое время от его начала, когда все поры и трещины в грунте заполнены водой, что замедляет дальнейшую инфильтрацию влаги в грунт и увеличивает сток. Так, в ливневый дождь 3 июля 1949 г. максимальная интенсив-

ность 2,0 мм/мин. наблюдалась через 3 часа 45 минут от его начала, когда на почву уже выпало около 30,7 мм осадков. В дождь 31 мая 1954 г. максимальная интенсивность 0,33 мм/мин. наблюдалась через 2 часа 19 минут после начала, когда уже выпало 13,0 мм осадков. 19 июня 1954 г. максимальная интенсивность дождя 10,3 мм/мин. была через 1 час 25 минут, когда выпало 18,0 мм осадков.

В такие ливни происходят наибольшие разрушения в оврагах. Интенсивности ливней, высчитанные по формулам Государственного Гидрологического института (В. В. Лебедев, 1949, Л. Д. Кошкарова, 1958), составляют:

обеспеченностью 1% — 2,4 мм/мин.
обеспеченностью 2% — 2,2 »
обеспеченностью 5% — 1,9 »
обеспеченностью 10% — 1,69 »

Несомненно, что ливни в отдельные промежутки времени, в период выпадения в течение 5 мин., могут быть и большей интенсивности.

Теоретически вычисленные интенсивности ливневых дождей близки к фактическим. Так, ливневый дождь, прошедший в Новосибирске 4 августа 1956 г., имел максимальную интенсивность 2,6 мм.

Снежный покров. Снежный покров в Новосибирске лежит в среднем 162 дня в году с колебанием в отдельные годы от 148 до 184 дней (табл. 7).

Таблица 7

Даты появления и схода снежного покрова

Появление снежного покрова		Сход снежного покрова		Число дней с устойчивым снежным покровом
неустойчивого	устойчивого	разрушение устойчивого снежного покрова	окончательный сход снежного покрова	
19/X	31/X	11/IV	17/IV	162

В половине ноября почва покрывается обычно слоем снега в 10—15 см; далее происходит рост снежного покрова, который достигает максимума во второй декаде марта — 34 см, а в отдельные годы — 70—80 см. Снежный покров в Новосибирске в большинстве случаев ложится на частично промерзшую почву.

Основываясь на данных наблюдений 1950—1960 гг. метеорологической станции Новосибирска, до установления снежного покрова почва промерзает на несколько сантиметров.

В 1952—1954 гг. мы проводили наблюдения за промерзанием почвы у вершин двух оврагов — Мочищенской промоины и оврага по ул. Орджоникидзе (табл. 8). У первого оврага имеется обширный водосбор, в котором в зимнее время накапливается снег, сдуваемый с повышенных участков. Почва сверху покрыта торфяным слоем мощностью 0,65 м. Овраг по ул. Орджоникидзе расположен, в отличие от первого, на застроенной территории, не имеет четко выраженного вершинного водосбора; почвенный слой близ вершины смыт; наблюдения проводились в супесчаном грунте.

В условиях низких зимних температур, при сравнительно небольшой высоте снежного покрова происходит дальнейшее промерзание почвы (см. табл. 10). В. В. Орлова указывает, что в условиях Западной Сибири высота снежного покрова имеет очень большое значение в температурном режиме почвы: если в Европейской части СССР на тех же широтах

снежный покров в 20—30 см вполне изолирует почву от внешних колебаний температуры, то в Западной Сибири это наблюдается лишь при высоте снежного покрова в 50—60 см (1954).

По многолетним данным средняя глубина промерзания почвы для Новосибирска составляет 185 см, наибольшая — 238 см, наименьшая — 119 см.

При средней продолжительности снеготаяния 20 дней (см. табл. 9) период наиболее сильного снеготаяния и интенсивного стока талых вод в Новосибирске равен 7—9 дням. На склонах оврагов южной и близкой к ней экспозиций процесс снеготаяния протекает еще более интенсивно — к моменту массового снеготаяния склоны часто бывают уже свободными от снега.

Запас воды в снежном покрове сравнительно невелик — к началу снеготаяния достигает 90 мм (А. П. Сляднев, В. А. Сенников, 1965).

Таблица 8

Состояние почвы в период установления и схода снежного покрова

Место наблюдений	Годы наблюдений	Дата и глубина промерзания почвы до появления устойчивого снежного покрова, см	Дата установления устойчивого снежного покрова	Состояние почвы к моменту установления снежного покрова	Глубина промерзания почвы после установления снежного покрова, см	Глубина промерзания почвы перед сходом снежного покрова, см	Дата схода устойчивого снежного покрова	Глубина оттаивания в период схода устойчивого снежного покрова, см
Овраг Мочищенская промоина	1951—1952	26/X—5	31/X	Мерзлая	10/XI—13 1/I—92	30/III—144	6/IV	28/III—4 2/IV—13 10/IV—26
	1952—1953		2/XI	„	24/XI—16,5	20/III—101,5	31/III	24/III—16 10/IV—42
Овраг по улице Орджоникидзе	1951—1952	26/X—16	29/X	„	10/XI—42 1/I—170	30/III—217	6/IV	28/III—11,5 2/IV—14 10/IV—24
	1952—1953		29/X	„	4/XI—56 1/I—189	20/III—124	31/III	24/III—11,8 10/IV—31

Таблица 9

Продолжительность снеготаяния и вероятность его окончания

Начало снеготаяния			Конец снеготаяния			Средняя продолжительность периода снеготаяния, дней	Вероятность окончания снеготаяния, %									
раннее	среднее	позднее	раннее	среднее	позднее		31/III	5/IV	10/IV	15I/V	20/IV	25/IV	30/IV	5/V	10/V	15/V
22/III	2/III	3/IV	11/IV	30/III	1/V	20	10	20	55	75	90	95	95	100	—	—

По данным наблюдений на метеостанции Новосибирск и нашим наблюдениям за состоянием почвы к началу таяния снега и сходу снежного покрова можно сделать вывод о том, что процесс оттаивания почвы начинается в первых числах апреля, идет параллельно с таянием снега, но в период наиболее интенсивного стока талых вод большая часть почвы остается в мерзлом состоянии. Почва успевает оттаять лишь на несколько сантиметров (табл. 8, 10).

Дата полного оттаивания почвы от средней даты конца снеготаяния отделена интервалом более чем в 1,5 месяца.

Ввиду того, что в период стока талых вод почва в своей большей части остается замерзшей, вода при слабой ее инфильтрации впитывается в снег, который при этом уплотняется и оседает. По данным многолетних снегомерных съемок, плотность снега в Новосибирске в начале зимы составляет 0,12—0,19, к концу зимы достигает 0,27. Однако накопление снега, его уплотнение, таяние протекают по-разному в бассейнах оврагов в зависимости от их формы, величины, характера растительного покрова, застройки и т. п.

Таблица 10

Даты весеннего оттаивания почвы

Период наблюдения	Глубина, см		Дата полного оттаивания
	10	30	
1941—1956 гг.	13/IV	21/IV	30/V

Весной 1964 г. нами проведены наблюдения за снеготаянием и стоком талых вод в бассейнах двух оврагов: на Ключ-Камышинском плато и на левом склоне долины р. Каменки близ кирзавода № 3. Первый овраг расположен на пологом незаселенном склоне плато, имеет слабо выраженный вершинный водосбор площадью 1,5 га. По данным снегомерной съемки, проведенной 27 марта, средняя мощность снежного покрова составила 16 см. При плотности снега 0,3 слой воды оказался равным 48 мм. Общее количество воды в снеге на всем водосборе составило 720 м³. Если интенсивность снеготаяния принять за равномерную, то при продолжительности снеготаяния на водосборе в 17 дней непрерывный сток достигал средней величины 0,33 л/сек · га. Замеренные разовые расходы в наиболее сосредоточенном водотоке в вершине оврага 19 и 24 апреля составили соответственно 41 и 15,4 л/сек без учета площади водосбора, так как нами не проведены измерения в разрозненных мелких водотоках и не подсчитан суммарный расход со всего водосбора.

Овраг на левом склоне долины р. Каменки врезан в днище балки, имеет четко очерченный вершинный водосбор площадью 2,3 га, частично покрытый кустарником. Средняя мощность снежного покрова к 28 марта на водосборе 51 см с колебаниями от 9 до 164 см. Средняя плотность снега 0,29, слой воды в снеге 148 мм. Общее количество воды на водосборе 3404 м³. Продолжительность снеготаяния 23 дня. Непрерывный сток в период снеготаяния достигал в среднем 0,74 л/сек · га. В промежуток наиболее интенсивного стока талых вод — 26 апреля измеренный суммарный расход двух водотоков составил 105,6 л/сек.

Известно, что чем больше промерзание почвы, особенно если оно началось до установления снежного покрова, тем выше коэффициент стока талых вод.

При стоке талых вод грунт близ вершин оврагов оставался замерзшим — 24 апреля у оврага на Ключ-Камышинском плато почва оттаяла всего на 24 см при общей мощности мерзлого грунта 129 см, у оврага в долине р. Каменки 26 апреля на 14 см при мерзлом грунте 102 см.

С глубоким промерзанием грунта в зимнее время и медленным его оттаиванием связаны процессы солифлюкции. Талые воды, стекающие по склонам оврагов, насыщают оттаявший слой грунта, превращают его в вязкую полужидкую массу, способную течь. Так образуются оплывины на оголенных склонах оврагов, достигающие ширины 3,5—5,0 м, длины вверх по склону 2,1—10,4 м, мощности 0,2—0,35 м. При оползании слоя грунта, скрепленного дерновым покровом, образуются осовы, достигающие по ширине 35—40 м, по длине вверх по склону 15—16 м, мощности 0,3—0,65 м. Они захватывают дерновый, а иногда и верхний почвенный

слой. Стекающие воды производят сильные смывы и размывы. Эрозия начинается под снежным покровом, на что указывает высокая мутность водных потоков, вытекающих из-под снега. Иногда разжиженный грунт течет из-под оттаявшего дернового слоя. При стоке талых вод происходят обвалы, за счет которых овраги растут в длину и ширину. Прирост оврага Мочищенская промоина за весну 1951 г. составил 9,7 м. Значительный рост оврагов наблюдался весной 1964 г. Несмотря на довольно растянутый период снеготаяния, таяние большой массы снега вызвало значительный сток. Первый из наблюдаемых нами оврагов вырос за весну на 14,5 м в длину, второй — на 19 м в длину и 3,5 м в ширину.

Однако следует учесть, что сравнительно небольшой запас воды в снежном покрове, несмотря на быстрое снеготаяние в отдельные годы, не может дать такой сток, как ливневые воды.

Теоретически вычисленная интенсивность снеготаяния для г. Новосибирска составляет 7,5 мм/час. Учитывая условия города, ее условно принимают за 15 мм/час (0,25 мм/мин.), что в перерасчете дает 42 л/сек · га.

На картах Ленинградского научно-исследовательского института Академии коммунального хозяйства вблизи г. Новосибирска проведена изолиния стока 100 л/сек · га. Однако для отдельных ливней с учетом коэффициента стока, равного 0,5, в соответствии с расчетными данными получены большие значения. Поэтому при проектировании противоэрозионных сооружений следует вести расчеты на ливневый сток, как на максимальный. В отдельные годы, сравнительно бедные ливневыми осадками, но отличающиеся ускоренным периодом снеготаяния (1951), более значительным был прирост оврагов за счет стока талых вод. Однако отдельные ливни вызывают столь большой рост оврагов, что г. Новосибирск следует отнести к району с преобладающей овражной эрозией за счет стока ливневых вод.

ЛИТЕРАТУРА

Алисов Б. П. и др. Курс климатологии, ч. I—III. Л., Гидрометеоиздат, 1952—1954.

Агроклиматический справочник по Новосибирской области. Новосибирское книжное издательство, 1959.

Борисов А. А. Климаты СССР. М., Учпедгиз, 1959.

Колдомасов Л. И. Климат Западной Сибири. Новосибирское книжное издательство, 1947.

Кошкарова Л. Д. О расчете ливнестоков в условиях Приморского края. Вопросы гидрогеологических расчетов и прогнозов. Тр. АН СССР, серия техническая, т. 1, Магадан, 1958.

Лебедев В. В. Гидравлические исследования и расчеты при проектировании мостов и труб. Л., Гидрометеоиздат, 1949.

Орлова В. В. Климатический очерк Барабинской низменности. Л., 1954.

Петрова Н. И. К вопросу о происхождении оврагов на территории г. Новосибирска и его окрестностей. Ученые записки Новосибирского пединститута, вып. 13, 1957.

Петрова Н. И. К вопросу о происхождении и развитии оврагов на территории г. Новосибирска и его окрестностей. Ученые записки Новосибирского пединститута, вып. 14, 1958.

Рихтер Г. Д. Роль снежного покрова в физико-географических процессах. М.—Л., 1948.

Сляднев А. П., Сенников В. А. Запасы воды в снежном покрове на юго-востоке Западно-Сибирской равнины. Ученые записки Новосибирского пединститута, наст. вып., 1965.

Хромов С. П., Мамонтова Л. Н. Метеорологический словарь. Л., Гидрометеоиздат, 1955.

Г. М. ПОЗДНЯКОВА

ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ОРОШАЕМОГО ПОЛЯ ПШЕНИЦЫ В ИЮЛЕ 1963 И В ИЮЛЕ 1964 гг.

В 1963 и 1964 гг. Новосибирский государственный педагогический институт совместно с институтом гидродинамики СО АН СССР и Ленинградским агрофизическим институтом проводили градиентные и актинометрические наблюдения по определению составляющих теплового баланса орошаемого поля яровой пшеницы. Целью поставленных наблюдений было определение количественных параметров составляющих теплового баланса и их влияние на микроклимат орошаемого поля, особенно испарения — самого важного компонента, характеризующего гидрометеорологический режим.

Наблюдения проводились в Ключевском районе Алтайского края на орошаемом участке яровой пшеницы на полях Алтайской Государственной лесозащитной опытной станции, где полив производился грунтовыми водами.

Градиенты температуры и влажности воздуха определялись психрометрами Ассмана. Одновременно эти же величины определялись по электронному потенциометру. Градиенты ветра определялись ручными анемометрами, градиенты почвенных температур — при помощи термометров Савинова, осадки — при помощи осадкомера Третьякова, радиационный баланс — балансомером Янишевского. Градиентные наблюдения велись в сроки: 0^{30}, 3^{30}, 6^{30}, 9^{30}, 12^{30}, 15^{30}, 18^{30}, 21^{30}, по среднесолнечному времени.

СРАВНЕНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ИЮЛЯ 1963 И 1964 гг.

Температура воздуха июля 1963 и 1964 гг. характеризовалась высокими средними значениями, в то же время июль 1964 г. был менее жарким и более благоприятным для роста сельскохозяйственных культур по сравнению с июлем 1963 г. Так, среднедекадные температуры воздуха июля 1963 г. были почти на 3° выше, чем в июле 1964 г. Однако средние температуры воздуха этих двух лет были выше нормы: в 1963 г. на 1,2—3,6°, в 1964 году на 1—2° (рис. 1).

Среднедекадные максимальные температуры воздуха достигали в I декаду июля 1963 года 36°, а в I декаде июля 1964 года — 30—31,5°. Во II декаде июля максимальные температуры были выше в 1963 году и превышали значения этого же периода 1964 года на 0,6—4,5°. Значения среднедекадных максимальных температур в третьей декаде июля 1963 и 1964 годов были почти равны.

Среднедекадные минимальные температуры июля 1964 года примерно на 3° выше этого же периода 1963 года. К концу вегетационного периода — в I декаде августа 1964 года сумма эффективных температур выше 5° была равна в районе Ключей 1369°, а сумма положительных температур выше 0° — —1974°, что на 83° выше нормы, а в 1963 году — 2035°, на 144° выше нормы.

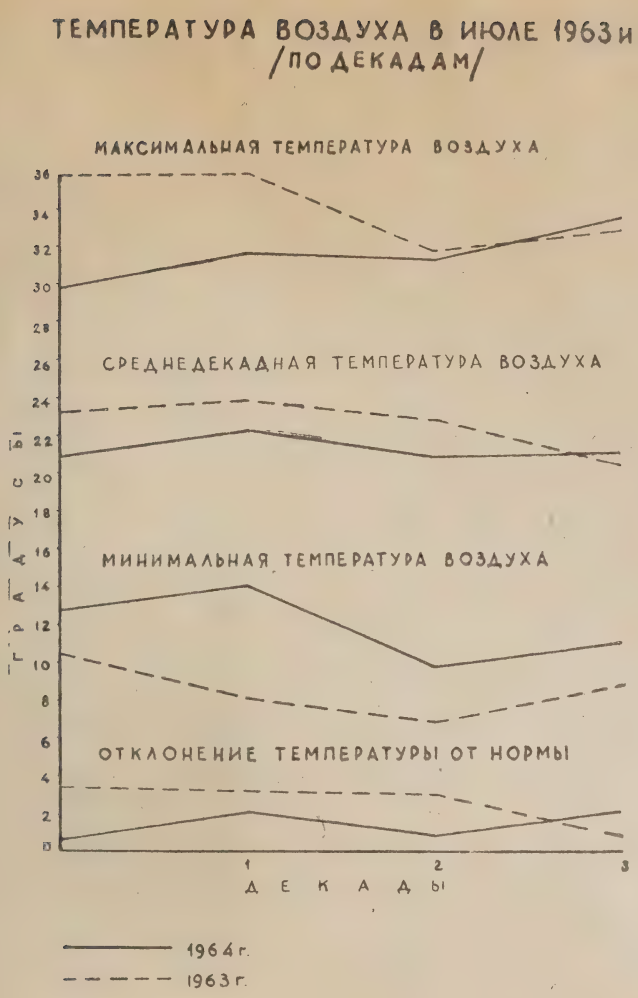


Рис. 1. Температура воздуха в июле 1963 и 1964 г. (по декадам).

Осадков в течение вегетационного периода 1963 года выпало очень мало, и распределились они крайне неравномерно. Осадков почти не было в мае, июне, и если учесть, что осадки в сумме 24 мм выпали в последних числах июля, то и июль нужно считать засушливым (рис. 2). За июль 1964 года выпало 53,9 мм при норме 50 мм, и распределились они более равномерно: 6 дней за месяц отмечено с осадками. Осадки были преимущественно нефронтальными и носили местный конвективный характер. По условиям увлажнения июль 1964 года был благоприятнее июля 1963 года. Кроме того, эти два года различаются нормами полива: так, в июле 1963 года было два полива с общей нормой 180 м³/га, в июле 1964 года полив производился тоже дважды с общей нормой 700 м³/га (рис. 2). Следует отметить, что в некоторые летние дни сумма осадков на орошаемом поле и на метеорологической станции Ключи, находящейся в 4,5 км от орошаемого поля, значительно разнилась. Это объяснялось характером осадков, преимущественно ливневого типа. Были случаи, когда на станции осадки не регистрировались, а на орошаемом поле был

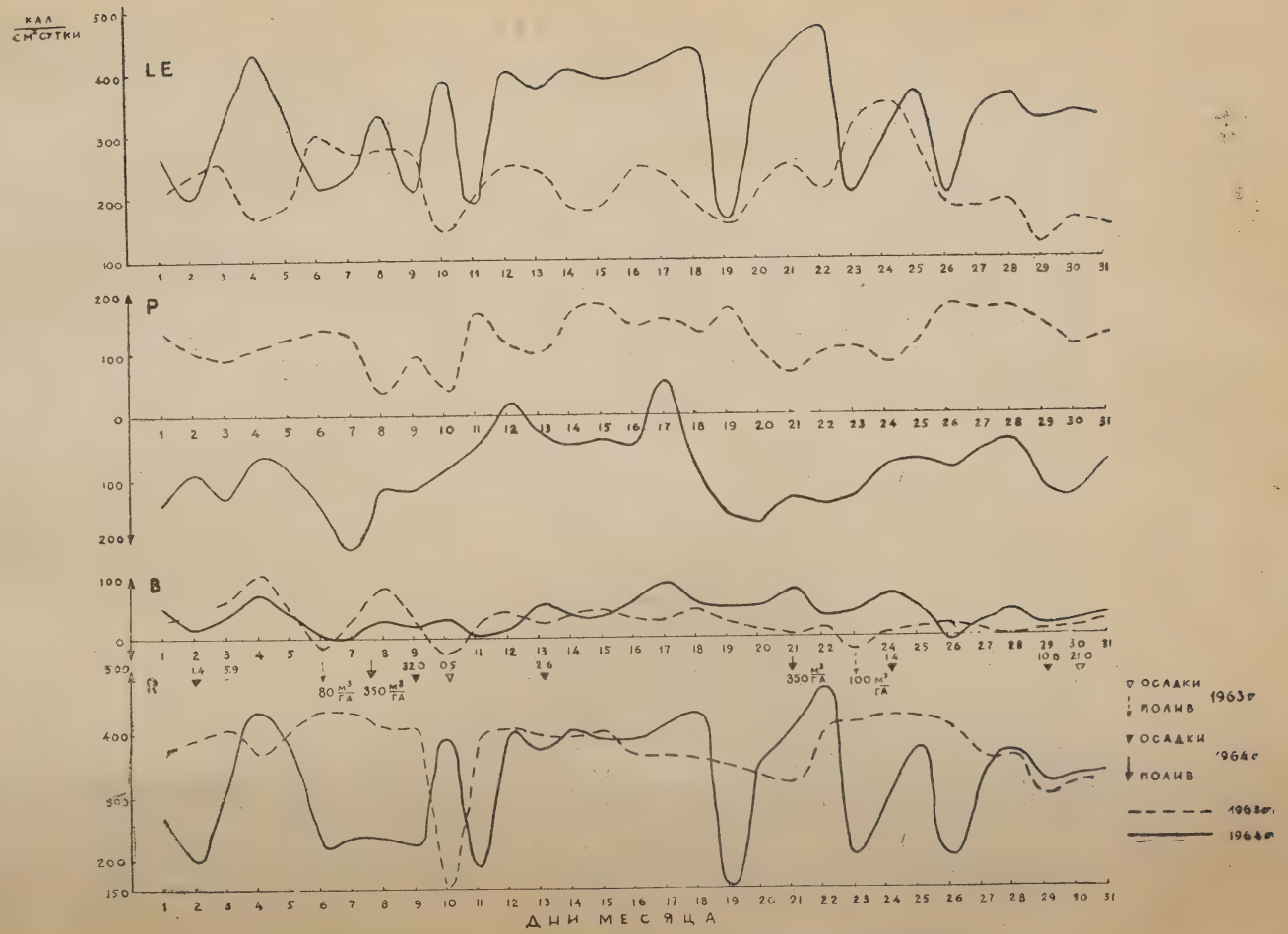


Рис. 2. Сравнение динамики величин LE, P, B и R в течение июля 1963 и 1964 гг.

небольшой дождь. Увлажнение осадками отдельных частей, одного и того же поля было также неравномерным. Дождемеры, стоящие в 5 м друг от друга, давали расхождения в выпадающих осадках на 3—5 мм. Подобное распределение осадков отмечено С. И. Смирновой (1959). Для обеспечения учета влагообеспеченности сельскохозяйственных полей необходимо иметь большее количество дождемерных пунктов.

Ветер. Весь вегетационный период 1963 г. характеризовался умеренными и сильными ветрами. Иссушенность верхних горизонтов почвы и сильные ветры часто являлись причинами пыльных бурь. В 1964 г. ветры были более умеренные и слабые. Ночью, а также в утренние и вечерние часы часто наблюдалось полное безветрие. Усиливался ветер в околополуденные сроки. За июль 1964 г. и I—II декадах июля 1963 г. средние скорости ветра не превышали 7—10 м/сек, но в III декаде июля 1963 г. они достигали 10—14 м/сек.

Влажность воздуха. Бездождная погода, высокая температура воздуха в приземных слоях сопровождались сильным иссушением воздуха, сильной атмосферной засухой в июле 1963 г. Только за июль 1963 г. наблюдалось 22 дня с относительной влажностью менее 30%. Среднемесячная относительная влажность воздуха была равна всего 45%.

Увлажнение июля 1964 г. было более равномерным и обильным. Осадков выпало больше нормы. Это обеспечило более благоприятные условия увлажнения приземного слоя воздуха. Так, дефицит влажности в приземном слое воздуха в климатические сроки 1, 7, 13, 19 час соответственно был равен 3,3; 6,0; 16,8; 11,8 мм. Среднемесячный дефицит влажности воздуха в июле 1964 г. был равен 9,45 мм. Относительная влажность воздуха в июле 1964 г. в сроки: 1, 7, 13, 19 часов была равна соответственно 77, 66, 37, 49%. Среднемесячная относительная влажность воздуха в приземном слое была равна 57%, что на 12% превышало эту величину в июле 1963 г. В течение июля 1964 г. наблюдалось почти наполовину меньше дней, когда относительная влажность воздуха понижалась до 30% и менее — 12 дней по сравнению с 22 днями в июле 1963 г.

Теплобалансовые наблюдения. Расчет составляющих теплового баланса производился на основании известного уравнения:

$$R = B + P + LE, \qquad (1)$$

где R — радиационный баланс;
LE — поток тепла, связанный с испарением или конденсацией;
P — теплообмен между почвой и нижними слоями воздуха;
B — поток тепла в почву.

При вычислении B, P, LE, поскольку эти величины непосредственно не измеряются, использовался ряд дополнительных зависимостей. Теплообмен в почве рассчитывался по формуле:

$$B = \frac{C}{\tau} \cdot s_1, \qquad (2)$$

где C — объемная теплоемкость влажной почвы;
τ — промежуток времени, равный 180 минутам;
s_1 — величина, характеризующая распределение температуры на глубине.

Величина C влажной почвы равна C сухой почвы + C воды. Удельная теплоемкость почвы орошаемого участка равна 0,200 кал/град. s_1 вычисляется по формуле:

$$s_1 = 20(0{,}082\Delta t_0 + 0{,}333\Delta t_5 + 0{,}175\Delta t_{10} + 0{,}156\Delta t_{15} + 0{,}004\Delta t_{20}) \text{ град.},$$

где Δt — разности между величинами температур текущего и предыдущего сроков.

Величины P и LE рассчитываются методом теплового баланса по формулам:

$$P = \frac{(R - B) \cdot \Delta t}{\Delta t + 1{,}56\Delta 1} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин.}, \quad (4)$$

$$LE = \frac{(R - B) \cdot \Delta 1}{\Delta 1 + 0{,}64\Delta t} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин.} \quad (5)$$

Ведущее место из всех составляющих теплового баланса принадлежит радиационному балансу и расходу тепла на испарение.

Радиационный баланс составляется коротковолновой и длинноволновой радиацией. Полный радиационный баланс R может быть представлен формулой:

$$R = (s + Д)\ (1 - r) - E, \quad (6)$$

где s и Д — соответственно прямая и рассеянная радиация, r — альбедо, E — эффективное излучение.

Как видно из формулы, решающее значение имеет сумма прямой и рассеянной радиации (s+Д), наибольшие значения которой регистрировались в ясные дни. Уменьшение прямой и рассеянной радиации в облачную погоду приводило к снижению значений радиационного баланса. Ход радиационного баланса зависит не только от облачности и прозрачности атмосферы, но и от поливов. В полив происходит увеличение радиационного баланса за счет уменьшения альбедо, хотя в июле при хорошо развитом сомкнутом растительном покрове это увеличение было меньшим по сравнению с началом вегетации растений, когда пшеница имела несомкнутый покров. При поливе значительно увеличивалась влажность приземного слоя воздуха. Это приводило к уменьшению эффективного излучения, а следовательно, к увеличению радиационного баланса на 40%, причем за счет уменьшения эффективного излучения его увеличение составляет 32%, а за счет изменения альбедо — 8%. Июль — самый жаркий летний месяц. В течение июля земная поверхность получила тепла в 1963 г. 12,55 кал/см² · сутки, а в 1964 г. — 10,09 кал/см² · сутки. Указанные величины тепла способны при наличии влаги испарить значительные ее суммы.

Затрата тепла на испарение понижает температуру деятельной поверхности и прилегающего к ней слоя воздуха. Влажность приземного слоя значительно увеличивается. В изменении режима, температуры и влажности во внешней среде обитания растений и заключается главный эффект орошения, как фактора, формирующего микроклимат орошаемых полей. График хода составляющих теплового баланса (см. рис. 2) показывает, что в первые дни после полива или значительных осадков суммарное испарение с поля пшеницы резко возрастает, как за счет увеличения испарения с поверхности почвы, так и за счет увеличения транспирации. В июле при хорошо развитом травостое усиленное суммарное испарение, вызванное поливом или осадками, носит более продолжительный характер по сравнению с первыми фазами вегетации, так как развитая корневая система и листовая поверхности имеют возможность использовать влагу слоя почвы значительной толщины еще и тогда, когда сверху почва уже подсохла.

Наблюдавшееся в отдельные дни особенно большое испарение, например, 22 июля 1964 г., объясняется не только мощным травостоем и большой влажностью почвы, но и благоприятными погодными условиями. В суточном ходе больше всего тратится тепла на испарение в сере-

дине дня, когда дефицит влажности воздуха, скорость ветра и приток солнечного тепла бывают максимальными. Ночью испарение становится незначительным. Нередко ночью испарение сменяется конденсацией водяных паров. Это явление начинается в тот момент, когда охладившаяся поверхность почвы или растений имеет температуру, равную точке росы в прилегающем воздухе. При общем недостаточном увлажнении июля 1963 г. испарение было небольшим и затраты тепла на испарение не превышали величины радиационного баланса, а потому не могли снизить температуру окружающего воздуха. Сильная почвенная засуха 1963 г. усилила засуху атмосферную.

В июле 1964 г. увлажнение почвы было значительно лучшим. За июль выпало 53,9 мм осадков. Они и два полива с нормой 350 м³/га обеспечили хорошее увлажнение. В связи с этим испарение было большим, а затраты тепла на испарение почти все время превышали величины радиационного баланса $\frac{(R-B)}{LE} < 1$. Радиационного тепла на испарение не хватало, и часть тепла расходовалась за счет величины P — теплообмена между прилегающими слоями воздуха и почвы. Чем больше величина LE, тем больше величина P стремится к 0 и даже становится отрицательной.

Теплообмен между деятельной поверхностью и воздухом осуществляется следующим образом. Слой воздуха, непосредственно соприкасающийся с поверхностью почвы и растений, получает от них тепло и влагу путем молекулярной теплопроводности. Передача же тепла и водяного пара от деятельной поверхности в вышележащие слои воздуха происходит благодаря турбулентному перемешиванию, возникающему в результате конвективных токов и горизонтального перемешивания.

В условиях орошения с поверхности почвы и растений происходит интенсивное испарение. Из-за сильного испарения охлаждается температура травостоя и приземных слоев воздуха. В то же время днем в вышележащие слои воздуха над орошаемым полем происходит приток теплого воздуха из окружающих, более прогретых неорошаемых участков. Все это способствует образованию температурных инверсий на орошаемом поле пшеницы в двухметровом слое. Так, в дневные сроки после полива наблюдались хорошо выраженные инверсии, причем на высоте 2 м температура была выше в среднем на 2—2,5°. При микроклиматических исследованиях инверсионное распределение температуры на орошаемых участках отмечалось Л. А. Голубевой (1941), Т. В. Кирилловой (1955), Г. А. Ахмедовой (1955), Б. А. Айзенштат, М. В. Зуевым (1957), Г. В. Белухиной (1957), Ф. А. Муминовым (1958), А. Г. Тороповой (1962) и др. Авторы описывают инверсии не только на орошаемом поле пшеницы, но и на орошаемых полях под различными сельскохозяйственными культурами — свеклой, хлопчатником, люцерной. В снижении температуры прилегающего к растениям слоя воздуха заключается основной эффект орошения.

В середине межполивного периода распределение температуры в 2-метровом слое изменялось: испарение уменьшалось, понижение температуры приземного воздуха тормозилось, что обусловило переход инверсии к изотермии. В конце межполивного периода изотермия сменяется сверхадиабатическим распределением температуры. От поверхности почвы до уровня 2 м она понижается в общем на 1,5—2°.

При сопоставлении данных градиентных наблюдений по психрометрам Ассмана и электронному потенциометру выяснилось, что автоматически работающий потенциометр дает более точные осредненные часовые значения Δt, Δl, R, P, и LE по сравнению с психрометрами Ассмана. С другой стороны, дневные значения были всегда положительны, это

Суточные значения составляющих теплового баланса в июле 1963 и 1964 гг.

Индекс	Годы	Дни																
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
R	1963	370,3	390,1	404,3	369,1	402,1	434,3	432,1	409,9	405,3	394,2	394,2	406,1	396,3	359,9	400,0	363,4	363,0
	1964	259,2	204,6	316,8	432.0	380,0	216,0	230,4	331,2	216,0	388,8	187,2	403,2	374,4	403,2	388,8	388,8	417,6
LE	1963	204,0	240,2	256,1	162,0	180,1	304,2	272,0	280,0	280,0	140,0	200,0	256,2	240,1	184,0	182,4	248,8	235,8
	1964	268,0	204,5	304,2	425,1	330,0	210,5	230,1	334,2	210,5	380,1	185,2	400,1	374,0	400,3	390,2	391,1	412,2
P	1963	137,8	103,5	92,2	111.1	122,0	142,2	131,8	44,9	97,2	40,3	166.0	115,2	100,1	171,9	180,4	144,6	155,5
	1964	—135,0	—80,1	—120,2	—60,2	—75,3	—128,7	—207,6	—107,1	—155,4	—80,7	—50,5	21,6	—25,6	—40,8	—32,6	—45,4	54,6
B	1963	28,4	46,5	56,0	96,0	40,0	—12,0	28,3	78,5	28,0	—24,1	28,0	34,5	27,7	40,0	41,0	28,0	27,5
	1964	28,8	14,4	28,8	72,0	42,0	0,0	0,0	28,8	14,5	28,8	0,0	14,4	56,0	28,8	28,8	60,0	88,0

Продолжение

Индекс	Годы	Дни														Сумма за июль, кал/см²
		18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
R	1963	357,1	342,3	325,2	313,3	206,5	410,1	424,3	423,0	409,2	354,2	358,2	299,2	318,9	313,2	11547,2
	1964	424,8	158,4	352,8	403,2	475,2	201,6	288,8	374,4	201,6	331,2	361,0	316,8	331,2	331,2	10095,4
LE	1963	180,0	156,0	219,5	250,5	209,7	315,0	345,2	290,3	183,2	180,0	189.0	124,0	160,0	144,0	6812,3
	1964	434,5	167,7	352,2	430,3	477,5	201.6	288,3	362,1	201,5	335,5	358,8	318,2	330,2	320,2	10028,9
P	1963	132,6	166,3	98,7	62,8	103,8	107,1	79,0	120,7	176,0	167,3	169,2	147,2	108,5	124,5	3820,3
	1964	—94,1	—155,0	—165,0	—130,1	—135,2	—130,8	—75,6	—72,5	—85,2	—48,8	—35,8	—115,5	—125,6	—68,4	—2667,2
B	1063	44,5	20,1	7,0	0,0	9,3	—12,0	6,0	12,0	20,0	7,0	0,0	8,0	14,5	20,5	749,1
	1964	28,8	28,8	28,8	72,0	28,8	42,0	72,0	28,8	—16,0	28,8	42,0	14,4	28,8	28,8	990,1

значит дневная инверсия прибором не регистрировалась. При хорошо увлажненной почве психрометры Ассмана отмечали инверсионное распределение температуры, физическая сущность которого несомненна. Однако в «Методическом указании гидрометеорологическим станциям № 5» говорится, что поток тепла, направленный к поверхности, считается отрицательным и связанным с конденсацией водяного пара. Ю. Я. Розеншток и Л. Р. Струзер (1962) считают, что в данном случае при вычислении суточных сумм составляющих теплового баланса нужно отрицательные значения Δt, Δl по психрометрам Ассмана заменять значениями в эти же сроки по потенциометру, считая эти значения наиболее правильными для засушливой зоны. Такая замена значений Δt, Δl была проведена для околополуденных сроков при составлении месячных графиков хода составляющих теплового баланса (см. рис. 2).

Градиентные наблюдения позволяют выявить своеобразные черты микроклимата орошаемого поля яровой пшеницы. Инверсионное распределение температуры в слое 0,5—2 м, связанное с интенсивным испарением при орошении, является благоприятным явлением для роста и развития яровой пшеницы и других сельскохозяйственных культур, особенно в зоне недостаточного увлажнения. Градиентные и актинометрические наблюдения были использованы для расчета суточных и месячных величин составляющих теплового баланса (таблица). Эти данные также могут применяться для расчета сроков полива и поливных норм.

ЛИТЕРАТУРА

Айзенштат Б. А., Кириллова Т. В., Лайтхман Д. А., Огнева Т. А., Тихомиров М. П., Цейтин Г. Х. Изменение теплового баланса деятельной поверхности при орошении. Тр. ГГО, вып. 39 (101), 1953.

Ахмедов Г. А. Некоторые черты микроклимата люцернового поля. Метеорология и гидрология в Узбекистане. Ташкент, 1955.

Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Л., Гидрометеоиздат, 1956.

Бучинский И. Е. Фитоклимат озимой пшеницы и кукурузы во время суховеев. Тр. Украинского научно-исследовательского гидрометеорологичесчого ин-та, М., 1959.

Белухина Г. В. Фитоклимат озимой пшеницы в условиях орошения на Европейской территории СССР. Тр. ЦИП. М., 1957, № 53.

Голубева А. А. Особенности фитоклимата орошаемой и неорошаемой яровой пшеницы. «Метеорология и гидрология», 1951, № 12.

Кириллова Т. В. Тепловой баланс орошаемого пшеничного поля. «Метеорология и гидрология», 1955, № 2.

Муминов Ф. А. Основные черты микроклимата картофельного поля. Изв. АН УзССР, сер. физ.-мат. наук, 1958, № 1.

Розеншток Ю. Л., Струзер Л. Р. Результаты испытаний теплобалансографа — нового прибора для регистрации составляющих теплового баланса. Тр. ГГО, вып. 129. Л., 1962.

Смирнова С. И. О наблюдениях над осадками на сельскохозяйственных полях. «Метеорология и гидрогеология», 1959, № 9.

Топорова А. Г. Некоторые черты теплового баланса свекловичного поля. Тр. Среднеазиатского научно-исследовательского гидрометеорологического ин-та, вып. 12 (27), Л., Гидрометеоиздат, 1962.

А. Г. ПОПОЛЗИН

МОРФОЛОГИЯ И ТИПЫ БЕРЕГОВ ОЗЕР ЮГА ОБЬ-ИРТЫШСКОГО БАССЕЙНА

Территория юга Обь-Иртышского бассейна охватывает районы Западно-Сибирской низменности, Северный и часть Центрального Казахстана площадью около 1284000 км². Она включает в себя административные единицы: Целинный край КазССР, восточные части Челябинской и Курганской областей, южную Тюменской, Омской, Новосибирской областей и северо-западную (равнинную) часть Алтайского края.

Южная часть Обь-Иртышского бассейна изобилует озерами. Здесь насчитываются их десятки тысяч. Среди них имеются крупные (Чаны, Убинское, Сартлан и озера ленточных боров Алтайского края), но основную массу составляют средние и малые озера, площадью от 200 до 3000 га. Большинство озер представляют собой мелководные, хорошо прогреваемые и богатые органической жизнью водоемы.

Берега озер, оконтуренные на картах, представляют собой зону большей или меньшей ширины, в пределах которой в настоящее время происходят перемещения береговой линии. Здесь следы взаимодействия суши и озера могут сохраняться в рельефе не только в пределах современной береговой полосы, но и на значительном удалении от нее. Поэтому изучение динамики и морфологии берегов должно проходить как на современной береговой линии, так и вдали, на коренных берегах водоемов.

Изучение динамики и морфологии берегов озер южной части Обь-Иртышского бассейна началось с XX века. Выдающиеся русские и советские лимнологи Л. С. Берг (1901), П. Г. Игнатов (1900), П. Ф. Домрачев (1935) и другие в своих исследованиях неоднократно проявляли интерес к динамике и морфологии берегов озер южной части Обь-Иртышского бассейна. Основы геологического изучения нашей территории положили И. Д. Черский, А. Л. Карпинский, К. И. Богданович, А. Л. Краснопольский, Н. К. Высоцкий. Среди исследователей генезиса озерных ванн и морфологии берегов в советский период следует упомянуть исследования Г. Ц. Медоева (1956), который, изучая так называемые погребенные долины Центрального Казахстана, обратил внимание на то, что многие озера генетически связаны с последними и имеют свою морфологию берегов. Однако изучение морфологии берегов в настоящее время далеко еще до полного освещения. К недостаткам современного состояния изучения геоморфологии берегов озер юга Обь-Иртышского бассейна следует отнести малочисленность обобщающих сводок по отдельным группам озер и в целом по всей территории. Автор надеется, что настоящая работа хотя бы отчасти восполнит этот пробел.

ВАЖНЕЙШИЕ РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИЕ ФАКТОРЫ ОЗЕРНЫХ БЕРЕГОВ

Основными рельефообразующими факторами развития озерных берегов нашей территории являются геологическое строение и неотектонические движения в четвертичный период и ряд зонально-климатических

факторов, к которым относятся ветер и волновая деятельность, растительный и животный мир озер.

На рельеф озерного берега, его морфологию и динамику оказывают значительное влияние геологическое строение, физико-механические свойства грунтов прибрежной суши и неотектонические движения. Прибрежная полоса суши либо подвергается обработке волнами и размывается, либо служит основой аккумулятивных береговых образований. Поэтому для береговых процессов имеет весьма большое значение то, из какого материала сложена прибрежная полоса озера. Литологический состав и физико-механические свойства пород, слагающих берег, определяют различия и темп озерной абразии. Различная степень устойчивости слагающих берег пород при разном литологическом составе ведет к большому разнообразию береговых форм.

Берега, сложенные кристаллическими породами, в наименьшей степени подвергаются озерной абразии. Так, берега озер Казахского мелкосопочника (Чалкар, Имантау, Боровое, Саумалкуль и др.), сложенные гранитами, почти не несут следов воздействия волн озера. Здесь нет абразионного обрыва и часто отсутствует волно-прибойная площадка. Берег, образованный обнажениями гранитов, круто уходит под воду. На таких берегах аккумулятивные формы весьма редки. Если аккумулятивные формы и образуются, то исключительно за счет перемывания и переотложения рыхлых наносов, под которыми ранее были погребены коренные породы. Подводный рельеф таких берегов также почти не обнаруживает следов воздействия волнения.

Берега, сложенные рыхлыми породами, подвержены значительной озерной абразии. Этим берегам обычно сопутствуют эффективные абразионные формы рельефа берега, в виде высоких береговых обрывов, абразионных арок и ниш, а также разнообразные аккумулятивные формы — песчаные береговые валы, прибрежные невысокие дюны и песчаные косы. На подводном склоне этих берегов развивается процесс выработки профиля равновесия. Примеры подобного рода берегов можно видеть на озерах Северного Казахстана (озера Камышловского лога), Кулунды (озера ленточных боров, озера долин рек Карасук и Бурлы), (Поползин, 1960, 1963).

При частом чередовании рыхлых пород различного литологического состава такой берег приобретает мелкое расчленение, образуя мелкие заливы с мысами, вдающимися в озеро. Мысы, подвергаясь атакам волн, могут совсем отделиться от берега и превратиться в останцовые острова. Подобную картину хорошо можно наблюдать на северных берегах озер Чалкар, Имантау северной части Казахского мелкосопочника. Весьма эффективные подобные формы наблюдаются и на берегах оз. Боровое Кокчетавской области.

Если смена пород происходит на значительных расстояниях по берегу, то вместо мелкого расчленения образуется берег более плавных очертаний, в котором блоки устойчивых пород выдаются в виде слабо выступающих полуостровов или мысов. Весьма характерными в этом отношении являются берега озер Тениз-Кургальджинской впадины Целинного края. К ним следует отнести также берега озер нижнего течения р. Карасук (Чебачье, Кривое, Чаган).

Динамика и морфология побережий озер юга Обь-Иртышского бассейна, зависит также и от неотектонических движений в четвертичный период. Эта зависимость была неоднократно подмечена рядом исследователей (Милановский, 1957; Сладкопевцев, 1961; Мещеряков, 1962 и др.).

Неотектонические движения в четвертичный период на территории

Западно-Сибирской низменности оказывают существенное влияние на ход береговых процессов и в конечном счете на морфологию побережья, так как они являются причиной относительного изменения уровней озер.

Погружение суши создает картину относительного повышения уровня озера. Следы поднятия или опускания берега остаются в рельефе побережья в виде древних береговых линий — озерных террас, современное положение которых — выше или ниже современной береговой линии — ясно говорит о происходящих здесь смещениях уровня.

С. А. Сладкопевцев (1961) на основании своих наблюдений и анализа геологического материала говорит о значительной активности тектонических движений на территории Центрального Казахстана и о существенном влиянии их на развитие гидрографической сети и морфологию озер.

Интересные данные по этому вопросу приведены в работе Е. К. Никифоровой (1959) и Е. Е. Малановского (1957), касающееся Чу-Сарысуйской депрессии и Сарысу-Тенизского поднятия Центрального Казахстана. Опираясь на данные этих исследований, можно утверждать, что в начале четвертичного периода (возможно, и в плиоцене) рельефообразующие процессы берегов озер Центрального Казахстана активизировались в связи с дифференцированными тектоническими движениями. При этом разные районы Центрального Казахстана имели различную историю развития.

Присарысуйская впадина относилась к области относительного погружения с площадной аккумуляцией. Сарысу-Тенизское поднятие имело относительно расчлененный денудационный рельеф, и накопление осадков здесь было связано с локальными депрессиями палеозойского фундамента.

Наличие хорошо выраженных трех террас в Сарымбетской группе Центрального Казахстана (Пополэин, 1960), говорит о трехкратном поднятии в новейшее время. Напротив, затопление северных берегов Ала-Куля и устья реки Урджара за последнее десятилетие говорит о наличии погружения. Ю. А. Мещеряков (1962) приводит картосхему орографически выраженных поднятий и прогибов Западно-Сибирской равнины.

Анализ материалов повторного нивелирования по территории юга Западно-Сибирской низменности (Фиалков, 1956; Мещеряков, 1962; Финько, 1961) позволяет судить о современных вертикальных движениях земной коры. На основании этих же данных можно заключить, что в самое последнее время геологической истории (Q_3—Q_4) произошла общая перестройка тектонического режима, выразившаяся в чередовании поднятий и прогибов.

Анализ материалов повторных нивелировок повышенной точности (Фиалков, 1956) по линии Сибирской железнодорожной магистрали показывает, что Западно-Сибирская низменность за новейшее время испытывала поднятие в зонах Петропавловка и Новосибирска до долины р. Карасук и опускание в районе Омска и далее на юго-восток в сторону Казахской железной дороги в Казахстан.

Абразия берега считается обычно признаком погружения, а наличие мелководных заливов, отделенных песчаными косами,— признаком поднятия (Зенкович, 1962). Указанные признаки хорошо прослеживаются на многих озерах юга Обь-Иртышского бассейна. Так, на озерах Камышловского лога Северо-Казахстанской области и озерах нижнего течения р. Карасук Новосибирской области (Пополэин, 1960, 1963) характерно наличие мелководных заливов, отделенных песчаными косами

(зона поднятия), наличие же высоких береговых уступов ряда озер Омской области (Битехтина, 1962) и озер юга Кустанайской области (Муравлев, 1957) характеризует эти территории как зоны погружения.

Таким образом, неотектонические движения суши являются одной из причин колебания береговой линии озер юга Обь-Иртышского бассейна, что должно учитываться при типологии берегов.

Из климатических элементов на формирование озерного берега оказывает в значительной степени влияние ветер. Роль ветра в береговых процессах весьма велика потому, что он служит первопричиной волнения. Ветер обусловливает дефляцию береговых обрывов. На многих аккумулятивных берегах в результате воздействия ветра на сыпучие грунты, слагающие пляж и аккумулятивные террасы, наблюдается образование береговых дюн.

Нами неоднократно отмечалась зависимость расчленения берега от повторяемости и силы ветра (Поползин, 1957, 1963), распределение которых подчинено закону географической зональности. Согласно данным В. В. Орловой (1962), повторяемость юго-западных ветров в переходные сезоны на севере нашей территории составляет 65%, в южной лесостепи и степи — почти 75%.

Скорости ветра по нашей территории имеют зональное распространение. Как отмечается в цитируемой работе В. В. Орловой (1962), северная лесостепь отличается наиболее низкими скоростями. В открытых районах южной лесостепи скорости ветра возрастают. Самые большие скорости наблюдаются в районе Казахского мелкосопочника и Кулунды, наибольшую повторяемость имеют здесь скорости 4—5 м/сек (25—30%) (Орлова, 1962). Зональное распределение повторяемости и силы ветров проявляется в рельефообразовании берегов и озерных котловин. Так нередко в подзоне южной лесостепи подветренные берега озер оказываются крутыми, а противоположные — отлогими. В зоне степей на открытых крутых подветренных озерных берегах часто можно наблюдать дефляционные борозды, созданные ветровой эрозией. Ветер также является одной из причин образования впадины озера (котловины выдувания в Прииртышской части степной зоны).

Проблема климатической зональности береговых озерных форм почти не освещена в научной литературе. Однако уже сейчас можно говорить о том, что динамика и морфология берегов озер лесостепи (Барабинская низменность) существенно отличается от береговых процессов, наблюдающихся на берегах озер степи (Кулунда, Северный и Центральный Казахстан). Только для берегов озер лесостепи Барабинской низменности характерны в большинстве своем пологость, заболоченность побережий и неопределенность береговой линии. Напротив, берегам озер Кулундинской степи и Северного Казахстана присущи обрывы, кручи и расчлененность оврагами. Такие различия являются наследием в известной мере климатических условий настоящей эпохи. Наличие ледяного покрова в лесостепи в течение большей части года резко ограничивает во времени проявление волновых процессов (ледовый период 170—175 дней).

Берега озер степей (Кулунда, Северный и Центральный Казахстан), напротив, развиваются при преобладании в их динамике волновых процессов (период ледостава 160—165 дней).

Движущаяся вода несет в себе значительный запас энергии, сообщенной ей ветром. Работа, производимая волнами, осуществляется за счет расхода запаса энергии. Размеры волн, возникающих на водной по-

верхности, зависят от скорости ветра и от длины разгона. Наибольших размеров волны достигают на крупных водоемах (Чаны, Ала-Куль и др.), где длина разгона большая. Здесь наблюдались волны до 30—40 м длины, 1—1,5 м высоты. Однако работа волн как рельефообразующего фактора зависит от климатических условий. Известно, что климат подчинен закону широтной зональности, поэтому мы вправе ожидать проявления этого закона и в береговых процессах.

Работа волн как рельефообразующего фактора зависит также от характера дна и крутизны склона дна озера в прибрежной полосе. Волна, попадая на мелководье прибрежной полосы, приобретает свойства, существенно отличающие ее от волны открытого плеса. Подходя к берегу, она деформируется и приобретает асимметричное строение. В. П. Зенкович в ряде работ (1946) показал значимость деформации волны на мелководье в динамических процессах развития берега. Работа, совершаемая волнами в природных условиях на берегу, поистине огромна. На многих озерах юга Обь-Иртышского бассейна известно, что озеро «съедает» берег, и величина отступления берега в разных размерах колеблется от 1 до 2,5 м в год (Поползин, 1957).

Растительность и животный мир озер принимают активное участие в береговых процессах. Они по мере отмирания создают накопление органогенных наносов. В отдельных случаях их роль даже может быть определяющей. Водно-прибрежная растительность, состоящая из тростника, рогоза и камыша, широко распространена на озерах юга Обь-Иртышского бассейна.

Густые заросли растительности способствуют оседанию песчаного и илистого грунта, выносимого реками, и более грубых наносов путем продольного берегового перемещения. Тростниковые заросли, улавливая песчано-илистый материал, сами готовят себе почву для дальнейшего наступления и способствуют нарастанию суши. Нарастание берега осуществляется здесь не только осаждением терригенных наносов, но и накоплением остатков отмерших растений. Водно-прибрежная растительность способствует выравниванию озерного дна и создает в конечном итоге отлогость прибрежной полосы озера.

Тип зарастания озер и воздействие растительности на береговые процессы обнаруживают ясные следы широтной зональности.

Озера северной лесостепи имеют, как правило, сплавинный тип зарастания. Сплавины, особенно береговой полосы, способствуют образованию низменных заболоченных берегов, столь характерных для озер Барабинской низменности. Напротив, для озер Кулунды и Северного Казахстана (южная лесостепь) характерен бордюрно-тростниковый тип зарастания. Сплавины на озерах здесь встречаются крайне редко. При этом типе зарастания в прибрежной полосе, благодаря наличию бордюра тростника, волновая деятельность затухает и дно побережья выравнивается. За бордюром тростника в сторону открытого озера обычно наблюдается подводный береговой склон.

Озера степей Центрального Казахстана имеют или сплошное зарастание с отдельными плесами воды (озера Тениз-Кургальджинской впадины) или частичное зарастание с куртинами тростника на фоне чистой воды плесов (озера северной окраины Казахского мелкосопочника — Улыкуль, Кумдыколь, Байсары, Белое и др.). В Северном и Центральном Казахстане многие озера носят название желтырь (в переводе с казахского на русский — лысина), что очень удачно передает тип зарастания. Эти озера, как правило, сплавин не имеют. Такой тип зарастания способствует созданию дна с пологими склонами. Глубины от периферии к середине озера нарастают медленно.

Таким образом, ряд зонально-климатических факторов (ветер, волновая деятельность, типы зарастания водоемов) часто является решающим в рельефообразовании берегов озер юга Обь-Иртышского бассейна, которые мы и учитываем в нашей типологии.

ТИПОЛОГИЯ ОЗЕРНЫХ БЕРЕГОВ ЮГА ОБЬ-ИРТЫШСКОГО БАССЕЙНА

В формировании озерных берегов принимают участие различные факторы, что и обусловливает их морфологическое разнообразие. Разработка единой типологии берегов представляется чрезвычайно трудной и до сих пор не решенной задачей.

В типологической характеристике берегов озер юга Обь-Иртышского бассейна нет сводных работ, имеются только отдельные описания по отдельным группам озер (Абрамович, 1960; Домрачев, 1935; Муравлев, 1957; Поползин, 1957, 1959 и др.).

В типологии берегов озер юга Обь-Иртышского бассейна мы придерживаемся взгляда В. П. Зенковича (1946), обоснованного для морских берегов, и добавляем ряд генетических типов, связанных со спецификой береговых озерных процессов.

Классификация озерных (в равной степени и морских) берегов должна удовлетворять таким основным требованиям:

а) должна быть генетической, т. е. исходить из ведущих факторов рельефообразования берега;

б) должна включать в себя все морфологические типы и разновидности берегов озер данной территории.

Наша классификация озерных берегов юга Обь-Иртышского бассейна имеет следующие типы:

А. Берега коренные, ингрессионные (абразионные, с признаками погружения.

I. Берега, мало измененные озером.

1. Мелкобухтовые, с крутопадающими обнажениями кристаллических пород.

2. Крупнобухтовые, с пологопадающими обнажениями кристаллических пород.

3. Ровные, образованные гривообразными возвышенностями.

II. Берега, измененные озером.

1. Мелкобухтовые, с отвесными абразионными берегами.

2. Выравненные, сложные, с размытыми отвесными берегами, с аккумулятивными формами береговых валов.

3. Крупнобухтовые, с обнажениями кристаллических пород и наличием нескольких береговых валов на побережье.

Б. Берега намывные, регрессионные (аккумулятивные, с признаками поднятия).

1. Низменные, ровные, с песчаным пляжем.

2. Мелкобухтовые озерного лагунного типа, с песчаными косами.

3. Аллювиальные, ровные, с дельтами мелких речек.

4. Ровные, с наличием нескольких террас или их фрагментов.

В. Берега озер, образованные зонально-климатическими факторами.

1. Низменные, заболоченные, с развитием прибрежных сплавин северной лесостепи.

2. Низменные, заболоченные, без прибрежных сплавин южной лесостепи.

3. Низменные, ровные, с песчаным пляжем, береговыми валами бордюрно-тростниковым типом зарастания прибрежья озер южной лесостепи.

4. Обрывистые, прямолинейные, образованные за счет ветров в подзоне северных разнотравных степей.

5. Обрывистые, изрезанные короткими ложбинами дефляционного происхождения на озерах сухих типчаково-ковыльных степей.

В настоящей статье нет возможности дать исчерпывающую характеристику всех этих разнообразных морфологических форм берегов озер нашего района, поэтому мы ограничимся некоторыми.

ГЛАВНЫЕ ТИПЫ БЕРЕГОВ

А. Берега коренные, ингрессионные (абразионные, с признаками погружения).

I. Берега, мало измененные озером.

Этот тип берега встречается на озерах Казахского мелкосопочника. Ложбины этих озер связаны с погребенными долинами древней гидрографической сети, главным образом, мезозойского времени.

Озера этого генетического типа располагаются в Кокчетавской области Целинного края и лежат в местности почти типичного горного ландшафта с высотами 800—950 м над уровнем моря (озера Чалкар, Имантау, Боровое, Чебачье, Саумалкуль и др.).

Горные возвышенности, спускающиеся крутыми склонами к берегам озер, сложены преимущественно из гранитных скал с тонким слоем покрывающих их лесных подзолов, на которых коренится сосновый лес.

На юго-восточном берегу оз. Чалкар Айртаусская гряда мелкосопочника подходит вплотную к берегу. Отдельные возвышенности, вдающиеся в озеро, образуют мелкобухтовый берег. Скалистые мысы, сложенные красными гранитами, круто обрываются в воду (иногда под углом до 45°).

На этих же озерах встречаются берега крупнобухтовые с пологопадающими обнажениями кристаллических пород. Так, оз. Чалкар в своей восточной половине образует два крупных залива. Гряды сопок подходят к берегу под углом 15—20°. В глубине такого пологого берега видны нагромождения валунов и камней различной формы и величины.

На территории Казахского мелкосопочника в межгорных котловинах и на древних пенепленах встречаются озера с малоизрезанными и однообразными берегами, образованные гривообразными возвышенностями. К таким берегам относятся побережье озер Улыкуль Рузаевского района, Белое Арыкбалыкского района Кокчетавской области. Очертания и формы берегов в общем однообразны. Преобладают малоизрезанные берега, образующие широкую отлогую полосу, периодически заливаемую весною и осушающуюся в конце лета. Иногда гривообразные возвышенности близко подходят к побережью, образуя берег относительной высотой до 6—8 м. На других берегах этого типа гривообразные возвышенности отстоят от современного уреза воды на расстоянии 750—1500 м. Эти участки, как правило, характеризуются ровными и низменными берегами. Непосредственно у уреза воды находится песчаный береговой вал высотой до 1—1,5 м и шириной до 10 м. За ним лежит низкая часть поймы, залитая водою и заросшая густым тростником.

II. Берега, измененные озером.

Этот тип берегов встречается на озерах Тургайского пролива Кустанайской области и некоторых озерах Кокчетавской области. При повышении уровня воды озеро во время волнения осуществляет колоссальную механическую работу по размыванию берега. Скорость

разрушения берегов зависит не только от направления удара волн, но и от состава и залегания коренных пород. Территория Тургайского пролива Кустанайской области сложена молодыми рыхлыми отложениями аллювиального происхождения четвертичного возраста. В процессе размыва возникает береговой обрыв, имеющий большой уклон у подножья. На уровне прибоя волн располагается прибойная ниша, представляющая собою углубление, выбитое волнами. Берег в сторону озера имеет наклонную поверхность, абразионная площадка постепенно увеличивается. При различном литологическом составе залегания пород разрушение берегов протекает с различной скоростью, и на побережье образуются мелкобухтовые берега. Напротив, при однородном литологическом составе рыхлых отложений образуются берега выравненные, с размытыми отвесными обрывами и аккумулятивными формами береговых валов. Эти два подтипа берега (мелкобухтовые с отвесными абразионными берегами и выравненные с размытыми отвесными берегами с аккумулятивными формами береговых валов) типично представлены на озерах юга Кустанайской области — восточном и северо-восточном побережье оз. Жарколь, западном и юго-западном побережье оз. Сарымоин и западном и юго-западном берегу оз. Аксуат.

Для побережий Лобановской группы озер Арыкбалыкского района Кокчетавской области, северных берегов Чалкара и Саумалкуля Айртауского района той же области характерны крупнобухтовые берега с обнажениями кристаллических пород и наличием нескольких береговых валов на побережье. Так, северо-западный берег оз. Лобаново каменист, с выходами кристаллических пород. На этом побережье хорошо выражены четыре песчаных береговых вала, свидетельствующих о прежних уровнях озера. Самый дальний от уреза воды песчаный вал покрыт смешанным лесом. Береговые песчаные валы и выходы кристаллических пород также характерны для северо-восточного берега оз. Чалкар и побережий оз. Саумалкуль (Трифонова, 1959).

Б. Берега намывные, регрессионные (аккумулятивные, с признаками поднятия).

Аккумулятивные формы берегов озер создаются одним из основных береговых процессов — перемещением наносов и являются индикатором современной динамики берега. Аккумулятивные формы на берегах озер юга Обь-Иртышского бассейна разнообразны, что позволяет выделить здесь четыре их типа.

1. Низменные, ровные, с песчаным пляжем берега характерны для озер нижнего течения р. Карасук Новосибирской области — западный берег оз. Студеное, южный берег оз. Чаган, западный берег плеса Благодатное оз. Кривого (Поползин, 1963). Такой тип берега характерен для Бесшалкарской группы озер Тенгиз-Кургальджинской впадины, озер низовий р. Сарысу Центрального Казахстана (Поползин, 1960).

Песчаный пляж занимает пониженную, вытянутую параллельно береговой линии, часть берега, сложенную из озерных наносов, представляющих собой в большинстве своем продукты разрушения рыхлых аллювиальных отложений, слагающих берега и днище котловин озер. Поверхность пляжа слегка наклонена в сторону озера. Во время волнения пляж частично или целиком затопляется водой.

2. Мелкобухтовые, озерного лагунного типа, с песчаными косами берега широко встречаются на озерах Тенгиз-Кургальджинской впадины Целинного края, озерах нижнего течения р. Карасук Новосибирской области.

На северном побережье озера Жаныбекшалкар Бесшалкарской группы озер Тенгиз-Кургальджинской впадины хорошо выражены одно-

образные заливы, отделенные от озера песчаными косами. Они закономерно повторяются на всем побережье. Такой тип берега мы называем мелкобухтовым озерного лагунного типа. Эти заливы мелководны, глубиной 70—150 *см,* заросшие растительностью. Косы сложены мелкозернистым песком и однообразной относительной высоты 1—1,2 м.

Несколько других очертаний заливы на озерах нижнего течения р. Карасук — Кривое и Чаган Новосибирской области. Здесь мелководные заливы отделяются от основного плеса озера не одной, а двумя противолежащими косами.

На некоторых озерах отделившиеся песчаной косою заливы превращаются в изолированные озера. Такое явление можно наблюдать на южном побережье Шийшалкар Тенгиз-Кургальджинской впадины (оз. Бестюбе, расположенное в 250 м от оз. Шийшалкар). Вода таких озерных лагун, как правило, отличается повышенной концентрацией растворенных в них солей.

3. Аллювиальные, ровные, с дельтами мелких речек берега выражены на побережьях озер Тенгиз-Кургальджинской впадины, озер Камышловского лога Северного Казахстана и озер ленточных боров Алтайского края.

Постоянно действующим фактором формирования этого берега является речной сток. При прекращении стока развитие прекращается, устье становится сухой дельтой, и, наоборот, с усилением стока увеличивается интенсивность устьевых процессов. Устьевые процессы и создают определенный тип озерного берега. Это обычно пологий берег с уклоном 5—7°. Действие озерных волн здесь сводится к выравниванию дна береговой полосы.

4. Ровные берега с наличием нескольких террас или их фрагментов прослеживаются на некоторых озерах межгорных впадин Казахского мелкосопочника. Такие берега нами наблюдались на побережье Сарымбетской группы озер Кокчетавской области, Лобановской группы озер той же области и на некоторых озерах низовий р. Карасук Новосибирской области.

Озеро Жетыколь Сарымбетской группы озер имеет ровные, мало расчлененные берега; почти на всем протяжении прослеживается древний коренной берег в виде увалообразной возвышенности. На юго-восточном побережье хорошо выражены в рельефе фрагменты трех террас. На южных и западных берегах террасы размыты, но их фрагменты легко улавливаются в рельефе. На северном побережье прослеживаются три террасы. Первая, самая молодая терраса имеет высоту над уровнем воды 1 м и используется под сенокосы. Вторая, покрытая мелкозернистым песком, используется под бахчевые культуры, а третья, сложенная глинами, используется под зерновые культуры. Здесь наиболее хорошо выражена вторая терраса, которая имеет ширину 200—300 м. Поверхности всех террас ровные как стол, за исключением третьей, где встречаются западины, занятые болотами.

В. Берега озер, образованные зонально-климатическими факторами. Береговые процессы озер юга Обь-Иртышского бассейна подчинены закону географической зональности. Наравне с геологическими и тектоническими факторами рельефообразования берегов совместно с последними действуют зонально-климатические. Это выражается в зональности распределения силы и повторяемости ветра, являющейся первопричиной волнения и типа зарастания водоемов, обусловливающего типологию озерного берега. Поэтому для каждой ландшафтно-природной зоны и подзоны наблюдаются свои береговые процессы, обусловливающие зональные типы.

1. Низменные заболоченные берега озер с развитием прибрежных сплавин северной лесостепи. При сплавинном зарастании ведущую роль играют растения сплавино-образователи: тростник, рогоз, камыш, хвощ, корневищные осоки и др. Внешний край сплавины соединяется с берегом, внутренний край ограничен зеркалом озера и плавает на поверхности воды. Берега таких озер низкие, заболоченные и сливаются с прибрежными болотами. Такой тип берега характерен для озер северной лесостепи (озера Индер, Беляниха, Саргуль, Тюсмень и др.).

2. Низменные заболоченные берега без прибрежных сплавин хорошо выражены на озерах южной лесостепи — озера нижнего течения р. Карасук — Кусган, Черное, Кротовая ляга, озера Камышловского лога Северо-Казахстанской области — Балыкты, Жиланды, Плоское, Большое, Долгое. Эти низменные, заболоченные и заросшие водно-прибрежной растительностью берега, с едва заметным уклоном, часто труднопроходимы. Ширина полосы прибрежных зарослей тростника неравномерна и колеблется от 150—200 м до 1,5 км. Урез воды и береговая линия прослеживаются неясно, так как в непосредственной близости от озера находятся болота с зарослями тростника.

3. Низменные, ровные, с песчаным пляжем, береговыми валами и бордюрно-тростниковым типом зарастания прибрежья озер южной лесостепи. Бордюрный тип зарастания прибрежья имеет широкое географическое распространение на озерах южной лесостепи Северного Казахстана и севера Кулундинской степи Новосибирской области. Со стороны берега бордюр во многих случаях граничит с зоной песчаного пляжа и береговых валов, а с внутренней стороны бордюр ограничен чистым открытым центральным плесом. Такие берега характерны для озер Камышловского лога Северного Казахстана (Желтырь, Балыкты, Тарангул), озер Новосибирской Кулунды (Кривое, Чебачье, Стеклянное и др.).

4. Обрывистые, прямолинейные, образованные за счет ветров подзоны северных разнотравных степей.

Береговой уступ подветренного побережья иногда достигает значительной высоты — 2—4 м (оз. Малый Таволжан) и значительной длины прямолинейного простирания (оз. Улыкуль Рузаевского района Кокчетавской области).

Такие берега встречались нами в Сарымбетской группе озер Кокчетавской области, в Лобановской той же области.

Прямолинейное простирание обрывистых берегов характерно для озер Узынколь, Жарколь, Кумдыколь, Ащиколь, для озер северной части Казахского мелкосопочника. Здесь берега имеют обрывы прямолинейного простирания.

5. Обрывистые берега, изрезанные короткими ложбинами дефляционного происхождения, на озерах типчаково-ковыльных степей. Такие берега характерны для озера Карасор Карагандинской области КазССР, берега которого обрывистые, извилистые и имеют обыкновенно высоту 1—2 м, но иногда достигают 4 м. Таким типом берега характеризуется восточное побережье оз. Сарымоин, северо-западные берега оз. Тениз-Нуринского.

Эоловые процессы в настоящее время в формировании рельефа берегов и котловин озер степной зоны играют некоторую роль. В открытых степных районах Прииртышья с разреженным растительным покровом и сильными ветрами рыхлые отложения перевеваются довольно энергично. Эоловые формы представлены здесь котловинами выдувания и дефляционными ложбинами на обрывистых берегах. Аккумуляция же в основном имеет площадный характер, хотя местами (берега озер Карасор, Сарымоин) наблюдаются дюны высотой 2—4 м.

Широко и разнообразно представленная на озерных берегах хозяйственная деятельность человека требует детального изучения динамики и морфологии озерного побережья. Научные данные о берегах озер находят применение в ряде отраслей народного хозяйства: сооружении искусственных водохранилищ, рыбном и охотничьем хозяйстве, в мелиоративных работах по гидрологическому улучшению водоемов.

Морфологию берегов озер необходимо изучать для познания переработки берегов крупных водохранилищ. Сооружение плотины на реке вызывает резкое изменение условий в верхнем бьефе. Речной режим уступает здесь место озерному. В образовавшемся водохранилище в развитии рельефа берегов основную роль начинают играть волновые процессы.

В последние годы вопросы переработки береговых склонов привлекают все большее внимание различных специалистов — гидротехников, геологов, геоморфологов. Появился ряд работ по переработке берегов Новосибирского водохранилища (Самочкин, Обичкин, 1961).

Изучение динамики и морфологии озерных берегов дает ценные результаты для рационального планирования рыбного хозяйства. Здесь весьма важно отчетливо представить себе рельеф подводного склона. «Тони» — места, выбираемые для подледного лова, не должны иметь выступов коренных пород, неровностей дна, о которые невод будет зацепляться и рваться. Рельеф прибрежной полосы дна озера нередко является решающим для нерестилищ и развития молоди.

Таким образом, картирование и изучение морфологии берега и дна озер могут оказать большую услугу рыболовству.

Выводы

1. Важнейшими рельефообразующими факторами озерных берегов являются геологическое строение, неотектонические движения и энергия озерных волн, зависящая от климатических условий. Поэтому береговые процессы подчинены закону широтной зональности. Работа волн, как рельефообразующего фактора, зависит также от характера дна и крутизны склона в прибрежной полосе.

2. Климат той или иной широтной зоны, подзоны является наиболее универсальным и общим рельефообразующим фактором берега. Влияние его проявляется через ветер, волновую деятельность и зональность ледостава озер.

3. В классификации озерных берегов мы исходили из классификации морских берегов В. П. Зенковича (1946). В нашей классификации выделяются три большие группы:

а) берега коренные, ингрессионные (абразионные, с признаками погружения);

б) берега намывные, регрессионные (аккумулятивные, с признаками поднятия);

в) берега озер, образованные климатическими зональными факторами.

ЛИТЕРАТУРА

Абрамович Д. И. Воды Кулундинской степи. Новосибирск, изд. СО АН СССР, Новосибирск, 1960.

Берг Л. С., Игнатов П. Т. Соленые озера: Солетты-Тенгиз, Теке и Кызыл-Как Омского уезда Зап. Сибири. РГО, вып. 28, 1901.

Битехтина В. А. Гидрологический очерк оз. Ик. Тр. Омского с.-х. ин-та, т. XI, 1962.

Домрачев П. Ф. Озера Карагандинской области. Изв. ВГО, т. VXVII, вып. 6, 1935.

Зенкович В. П. Динамика и морфология морских берегов, ч. 1. Волновые процессы. М., изд. «Морской транспорт», 1946.

Милановский Е. Е. История рельефа и молодые тектонические движения восточной части Сарысу-Тенизского водораздела. Журнал «Советская геология», вып. 62, 1957.

Мещеряков Ю. А. Морфоструктура Западно-Сибирской равнины. Изв. Академии наук СССР, серия геогр. 1962, № 3.

Муравлев Г. Г. Озера Карасукского района Кустанайской области. Сб. «Вопросы геогр. Казахстана». Вып. 2, Алма-Ата, изд. АН КазССР, 1957.

Муравлев Г. Г. Озера северной части Кустанайской области. Сб. «Озера Северного Казахстана». Алма-Ата, изд. АН КазССР, 1960.

Медоев Г. Ц. Погребенные долины Сары Арка (Центральный Казахстан). Изв. ВГО, т. 88, вып. 2, 1956.

Орлова В. В .Климат СССР. Западная Сибирь. Вып. 4. Л., Гидрометеоиздат, 1962.

Поползин А. Г. Озеро Улыкуль Рузаевского района. Сб. «Вопросы географии Казахстана», вып. 2, Алма-Ата. Изд. АН КазССР, 1957.

Поползин А. Г. Сарымбетская группа озер. Сб. «Озера Северного Казахстана», Алма-Ата, Изд. АН КазССР, 1960.

Поползин А. Г. Комплексное использование озер бассейна р. Карасук (Новосибирская область). Сб. Развитие рыбного хозяйства Сибири, Новосибирск, 1963.

Самочкин В. И., Обичкин Л. С. Переработка берегов водохранилища Новосибирской ГЭС в первые годы наполнения. Сб. Вопросы гидрологии, Новосибирск. Изд. СО АН СССР, 1961.

Сладкопевцев С. А. О тектонических движениях и развитии гидросети Центрального Казахстана в четвертичный период. Сб. Палеография четвертичного периода СССР, Изд. МГУ, 1961.

Трифонова Т. М. Озеро Саумалкуль Айртавского района Кокчетавской области. Сб. Вопросы географии Казахстана, вып. 5. Алма-Ата, Изд. АН КазССР, 1959.

Фиалков Д. Н. Современные вертикальные движения земной коры в Западно-Сибирской низменности по материалам повторных невелировок повышенной точности. Изв. Омского отдела ГО, вып. 1 (X), Омск, 1956.

Финько Е. А. Современные тектонические движения на линии повторного нивелирования Семипалатинск — Алма-Ата.— В кн. Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М., Изд. АН СССР, 1961.

Шнитников А. В. Внутривековые колебания уровня степных озер Зап. Сибири и Сев. Казахстана и их зависимости от климата. Тр. лаб. озероведения, т. 1. Изд. АН СССР, 1950.

К. Н. СИЛЕЦКИЙ, В. П. ЧЕХ

АЛЬБЕДО ОЗЕРА КУЧУК В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД

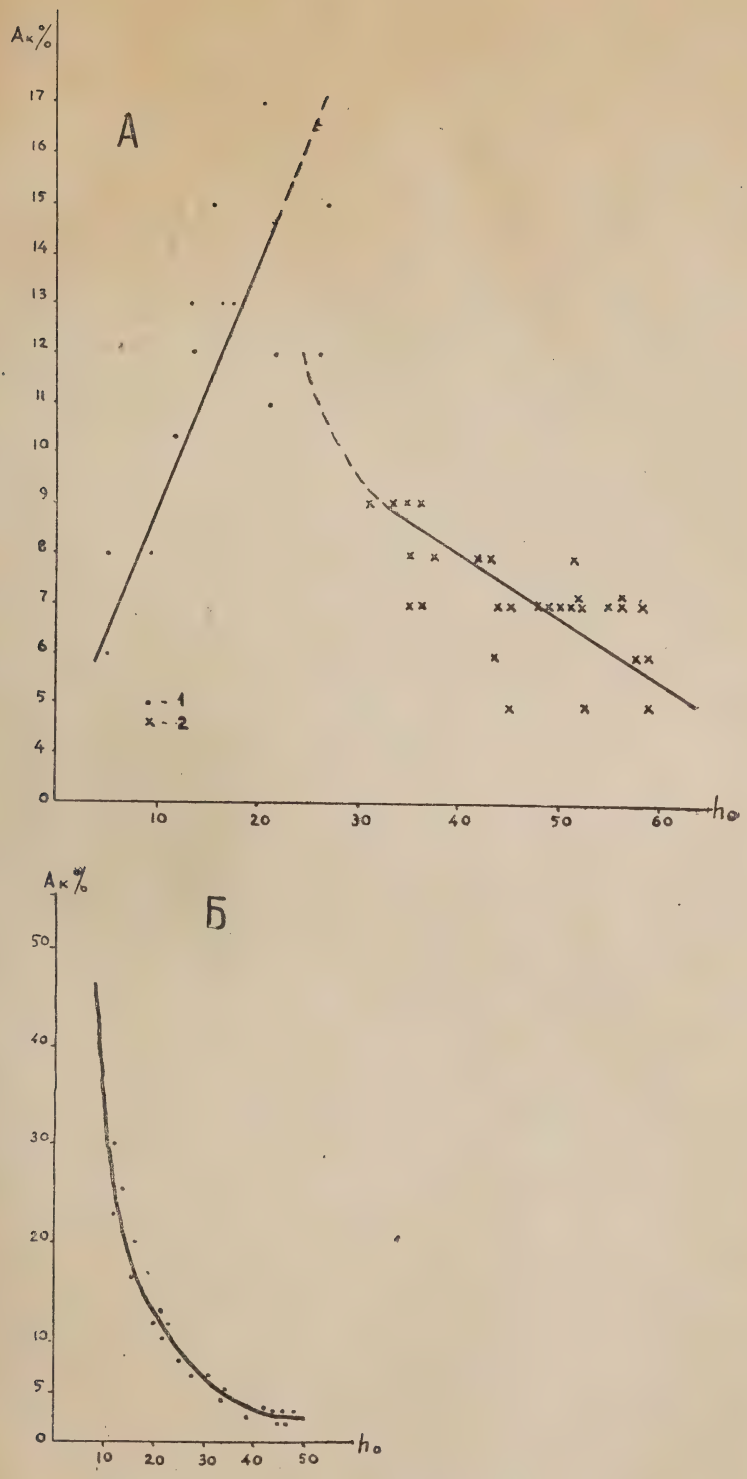
В результате различных отражательных свойств поверхность воды и поверхность суши по-разному воздействуют на солнечную радиацию. Преобразование солнечной энергии на суше происходит в очень тонком поверхностном слое. Иначе преобразуется энергия солнца в водной среде, где поглощенная радиация распределяется в слое, имеющем значительную толщу. Различия в отражательных свойствах, а также различная поглощательная способность этих сред находят свое отражение в радиационном и тепловом балансах. Значит, при расчетах количества тепла, аккумулируемого водоемом, необходимо знать не только приходящую на его поверхность радиацию, но и ту часть, которая возвращается в атмосферу.

Большинство имеющихся работ, посвященных аналогичной теме, проводилось на водоемах с пресной водой и с хорошей прозрачностью или на водоемах морских, имеющих малый процент засоления и хорошую прозрачность. Кафедрой физической географии Новосибирского педагогического института организованы работы по изучению радиационного, теплового и водного балансов сильно минерализованного озера Кучук (минерализация 22—30%), расположенного в степной зоне Алтайского края с недостаточным увлажнением.

Озеро Кучук представляет большую народнохозяйственную ценность, так как сильно насыщенная солями рапа служит основой для получения необходимых в народном хозяйстве сульфата натрия, сернистого натрия, брома, магния и т. д. В связи с этим задачи экспедиции НГПИ несколько расширены. Цель работы не только в выявлении особенностей радиационного, теплового и водного балансов, но, как следствие последних, выяснение условий формирования высоких концентраций рапы в озере, растворения донных отложений, садки соли, особенности испарения с поверхности соленого озера, а также других гидрохимических процессов. Настоящая статья представляет небольшой раздел общей работы и освещает только вопросы отражательных особенностей поверхности озера Кучук (альбедо), имеющих большое значение в формировании радиационного режима над водной поверхностью.

Для изучения составляющих радиационного баланса экспедицией были использованы актинометрические приборы системы Янишевского: альбедометры и балансомеры. Приборы регулярно проверялись по контрольному актинометру и на метеостанции Ново-Благовещенск, что позволяло контролировать и исправлять переводные множители. Актинометрическая установка выносилась почти на 900 м в озеро с таким расчетом, чтобы устранить влияние берега.

Глубина озера под установкой колебалась от 140 до 170 см. Влияние дна на величины альбедо полностью исключалось, так как прозрачность воды незначительна. Альбедометр, укрепленный на четырехметровый шест-стрелу, выдвигался от установки в южном направлении, чтобы исключить влияние самой обстановки. Показания приборов снимались



Зависимость альбедо оз. Кучук от высоты солнца.

А — на озере Кучук; Б — альбедо воды по Г. М. Багровой: 1 — значения альбедо при малой высоте солнца; 2 — значения альбедо при большой высоте солнца.

в сроки, установленные «Руководством ГМС по актинометрическим наблюдениям». Кроме того, в отдельные дни проводились почасовые наблюдения от восхода солнца до захода.

Отражательная способность служит очень важной характеристикой радиационного режима, определяя собой не только величину отраженной радиации, но и величину поглощенной радиации, а, следовательно, и радиационного баланса. Величина альбедо зависит от очень многих факторов: цвета и прозрачности воды, степени шероховатости подстилающей поверхности, облачности и других. Но наиболее важным фактором является высота солнца над горизонтом.

О влиянии высоты солнца на величину альбедо сообщают многие авторы, в том числе Л. Ф. Форш (1954); Г. М. Багрова (1963), Т. В. Кириллова (1956, 1958). В частности, в работе Г. М. Багровой показана связь величин альбедо от высоты солнца над горизонтом: чем выше над горизонтом солнце, тем меньше величина альбедо. Это показано на рисунке (А).

Из графика следует, что самые большие величины альбедо должны наблюдаться во время восхода и захода солнца, а самые малые — в полуденные часы. Такого же мнения придерживаются и другие авторы Таким образом, установлены следующие закономерности:

а) отражение от водной поверхности значительно меньше, чем от поверхности земли (растительности или голой почвы);

б) наибольшего значения величины альбедо достигают во время восхода и захода солнца;

в) отражение от спокойной поверхности больше, чем от шероховатой.

В результате наших наблюдений получены материалы, позволяющие внести некоторые уточнения в эти выводы. Действительно ли величина альбедо наибольшая во время восхода и захода солнца? Имеет ли на самом деле такой плавный ход кривая зависимости $\frac{АК}{НО}$? Очевидно, нет. Л. Ф. Форш в своей работе (1954) ссылается на высказывания Шмидта о том, что изменения величины альбедо от восхода солнца до полудня (равно как и от полудня до захода солнца) происходят неравномерно, скачками. Было выявлено, что при изменении угла луча от зенита до 30° альбедо увеличивается незначительно (в пределах 6%). Зато от 30 до 0° на каждые 10° падения луча отражение увеличивается до 28%. Об этом говорится и в работах Л. Ф. Форш (1951), Г. М. Багровой (1963), Т. В. Кириллова (1956, 1958) и других авторов. Наши работы подтвердили общее положение: чем выше над горизонтом солнце, тем меньше величина альбедо. Но, как выяснилось, максимальных значений альбедо достигает при высотах солнца от 13 до 28° (табл. 1).

Таблица 1

Значения величин альбедо над оз. Кучук при разных высотах солнца (4 июля 1963 г.)

Высота с лнца, град.	9	17,5	26,5	35	44	51	59	58	36	21	13	8
Ак, %	8	13	15	7	7	8	5	6	7	12	13	5

Следовательно, для летних месяцев величины альбедо над водоемом меняются не плавно. На рисунке (А) представлена зависимость величин альбедо поверхности оз. Кучук от высоты солнца, полученная

нами на основе почасовых наблюдений летом 1963 и 1964 гг. График показывает, что от восхода солнца до высоты 26—28° над горизонтом альбедо озера интенсивно возрастает и именно при этих угловых характеристиках солнечного луча альбедо бывает наибольшим. Затем наступает резкий перелом. При высотах солнца больше 30° величина альбедо резко уменьшается и при высоте солнца от 35—37° и выше величина альбедо фактически остается стабильной, изменяясь в небольших пределах под влиянием других факторов. Наименьшего значения она достигает в период зенитного стояния солнца. Причину такого резкого изменения отражательных свойств рапы при переходе солнцем «рубежа высоты 30°», очевидно, надо искать в оптических свойствах растворов, в свойствах их поверхности пропускать и преломлять солнечный луч при определенных угловых характеристиках солнца.

Очевидно, что немаловажное значение при этом оказывают такие характеристики растворов, как плотность, цвет и содержание взвешенных частиц.

При изучении отражательных свойств водной поверхности нельзя обойти молчанием вопрос об отражении рассеянной радиации от водной поверхности. Вопрос этот почти не изучен. По данным Н. Н. Калитина (1944), рассеянная радиация безоблачного небосвода составляет 8—10% от прямой радиации. При наличии облаков рассеянная радиация значительно увеличивается. Непосредственно изучением соотношения прямой и рассеянной радиации мы не занимались, но из имеющихся данных можно вывести следующее: доля рассеянной радиации в общей сумме приходящего тепла колеблется от 25 до 31%. Это довольно большая величина, которая прямо указывает, что небосвод над озером большую часть летнего периода покрыт облаками, которые и увеличивают поток рассеянной радиации. Это означает, что в потоке отраженной радиации немалое место занимает отраженная рассеянная радиация. Некоторые авторы считают, что отражение рассеянной радиации не зависит от высоты солнца, и альбедо водной поверхности при рассеянной радиации является более или менее постоянной величиной. Нам кажется, что такая зависимость существует и проявляется довольно четко. В защиту высказанного приводим данные табл. 2, 3, 4.

1. 18 июля 1964 г. солнечный диск открыт, хотя общая облачность от 4 до 8 баллов (табл. 2).

Таблица 2

Величины альбедо оз. Кучук 18 июля 1964 г.

Сроки	8	11	14	17	20
Облачность, балл.	8	8	7	7	4
Ак, %	16	9	9	12	21

Таблица 3

Величины альбедо при безоблачном небе 22 июля 1964 г.

Сроки	8	11	14	17	20
Облачность, балл.	0	0	0	0	0
Ак, %	20	11	10	14	31

Несмотря на большую покрытость небосвода облаками, закономерность дневного хода альбедо четко прослеживается, а значения величин альбедо значительно ниже, чем 22 июля при безоблачном небосводе (табл. 3).

Это говорит о том, что при большой облачности, но открытом солнечном диске величины альбедо почти одинаковы.

2. 21 июля. Солнечный диск закрыт облаками (табл. 4).

Из табл. 4 явствует, что если солнечный диск покрыт облаками, то резко увеличивается приток рассеянной радиации. Это вызывает усиленное отражение рассеянной радиации. Альбедо резко возрастает. Данные таблиц характеризуют и другую сторону этого вопроса — зависимость отражения рассеянной радиации от высоты солнца.

Нашими работами установлено, что такая зависимость существует и она аналогична зависимости альбедо суммарной радиации от высоты солнца. Особенно резко это заметно в том случае, когда солнечный диск покрыт облаками.

Г. М. Багрова и Н. Е. Тер-Маркарянц (1957) в своих работах показали, что при стоянии солнца под углом выше 40° зависимость альбедо от облачности проявляется только тогда, когда облачность превышает 5 баллов. При изменении облачности от 0 до 5 баллов полученные величины альбедо водной поверхности практически не меняются, а начиная с 5 баллов, возрастают с увеличением облачности.

Таблица 4

Величины альбедо оз. Кучук при солнце, покрытом облаками

Сроки	8	11	14	17	20
Облачность, балл.	9	8	9	7	8
Ак, %	50	23	10	10	28

Нами такой особенности не установлено. Причиной этого, очевидно, являются физические характеристики озерной рапы. Эти же авторы утверждают, что при малых высотах солнца (8—22°) увеличение облачности существенно сказывается на альбедо воды: рост облачности сопровождается уменьшением альбедо от 33 до 9%.

Табл. 2, 3 и 4 показывают обратное. Это говорит о том, что при косых лучах солнца поверхность озера Кучук приближается по своим отражательным характеристикам (цвет, плотность и т. д.) к отражающей поверхности суши. Это и приводит к резкому увеличению значений альбедо (от 12 до 55%) при низком стоянии солнца. Интересно также сравнить средние суточные значения альбедо, полученные на озере Кучук с данными других авторов (табл. 5).

Таблица 5

Сравнение величин альбедо оз. Кучук с данными по другим объектам наблюдения

Наблюдатель	Место наблюдений	Величина альбедо, %
Багрова Г. М.	Оз. Красное	8 и 10
Кириллова Т. В.	Оз. Красавица, оз. Севан, Цимлянское водохранилище	8
Смирнова Н. П.	Оз. Ладожское	13
Экспедиция НГПИ	Оз. Кучук	13 и 12

Следующим немаловажным фактором, влияющим на интенсивность альбедо, является шероховатость поверхности. Влияние степени шероховатости и направление падающего на эту поверхность потока радиации удобно рассматривать вместе, так как эти факторы взаимосвязаны. Для идеально шероховатой поверхности (высота шероховатости мала по сравнению с длиной волны падающего потока радиации) количество отраженной энергии не зависит от направления приходящего потока, но для естественных поверхностей интенсивность отраженного потока есть функция угла падения приходящего потока.

На озере Кучук нами найдены подтверждения сказанному: альбедо меняется не только от степени шероховатости, но также и от угла падения солнечного луча. В качестве примера приводится табл. 6. Все величины альбедо получены в один срок — в 8 часов 11 минут местного времени за период с конца июня по начало июля. Склонение солнца составляло: в начале периода (26/VI) +23,3°; в конце (13/VII) +22,0°, и существенного влияния на величины альбедо не оказывало.

Господствующими ветрами летнего периода на озере Кучук являются ветры южных направлений. Ветры других румбов — редкость. Поэтому и волны на озере в основном ориентированы по гребню с востока на запад. В утренние часы, после восхода солнца луч скользит параллельно волне, встречая не шероховатую поверхность, а зеркальную. В полуденные часы волна ориентирована перпендикулярно лучу. При ветрах восточных и западных румбов наблюдается обратное явление: утром луч перпендикулярен волне, днем — параллелен.

О том, какое влияние оказывают высота и направление волны и направление ветра на величины альбедо, красноречиво говорят данные табл. 6.

Таблица 6

При южном ветре (8 час. 11 мин.)

Высота волны, см	Штиль	5	10	15	20	Более 20
Величина альбедо, %	21—20	20—19	22—20	20—22	19—20	29—23

При восточном ветре (8 час. 11 мин.)

Высота волны, см	Штиль	5	10	15	20	Более 20
Величина альбедо, %	20—19	14—16	13—11	13—16	13—12	—

Возьмем штилевые условия, когда вода имеет зеркальную поверхность. В 8 часов утра при штиле альбедо всегда имеет почти одну и ту же величину: от 19 до 21%.

При южном ветре, когда волна имеет параллельную ориентацию лучу солнца, волны высотой от 5 до 15 см почти не изменяют величину альбедо. Она колеблется в пределах 19—22%. И только волны выше 20 см увеличивают альбедо до 29%. Восточный ветер ориентирует волну перпендикулярно лучу солнца. Величины альбедо резко снижаются и при тех же высотах волны (от 5 до 15 см) колеблются в пределах от 13 до 16%. Это наталкивает на мысль о том, что альбедо озера зависит не столько от степени шероховатости — высоты волны — сколько от ориентации волны относительно луча солнца. При волнах выше 20 см увеличивается альбедо не только за счет роста шероховатости, но и в связи с тем, что мелкое озеро (глубины 1,5—2 м) при такой волне сильно взмучивается: поднявшиеся со дна частицы черного ила окрашивают воду в темные тона и приближают отражательные свойства воды к свойствам суши.

Рябь на поверхности озера всегда понижает альбедо до минимальных величин. В утренние часы рябь уменьшает альбедо до 13%.

ЛИТЕРАТУРА

Барашкова Е. П. и др. Радиационный режим территории СССР. Л., Гидрометеоиздат, 1961.

Багрова Г. М. Особенности радиационного режима поверхности воды и суши. Известия ВГО, т. 95, вып. 1, 1963.

Кириллова Т. В. Радиационный баланс водной поверхности. Тр. ГГО, вып. 59, (121). Л., 1956.

Кириллова Т. В. Радиационный баланс оз. Севан. Тр. ГГО, вып. 74, Л., 1958.

Форш Л. Ф. Отражение солнечной радиации от водной поверхности озер. Тр. лаб. озеровед. АН СССР, т. 3, 1954.

Калитин Н. Н. О рассеивании радиации облаками. ДАН СССР, т. 43, 1944.

Тер-Маркарянц Н. Е. Об отражении радиации морем при наличии волнения. Тр. ГГО, вып. 68, 1957.

Р. П. ДОНУКАЛОВА

ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОГРАФИИ И СТРУКТУРЫ ПИЩЕВОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ НОВОСИБИРСКОЙ ОБЛАСТИ

Пищевая промышленность является одной из отраслей индустриально развитого народного хозяйства. Производя, в основном, пищевые продукты, она удовлетворяет каждодневную и постоянную потребность в питании. Общеизвестно выражение К. Маркса, что «в процессе питания... человек воспроизводит свое собственное тело». (К. Маркс, 1955, стр. 647). Классики марксизма относили производство пищевых продуктов к самому первому условию жизни.

Значение пищевой промышленности определяется и ее ролью в экономии общественного труда. Производя непрерывно колоссальные объемы пищевых продуктов, общество заинтересовано в том, чтобы на их производство затрачивалась минимальная часть общественно необходимого времени. Экономия общественного труда достигается за счет высокой производительности на предприятиях пищевой промышленности, сокращении затрат труда в приготовлении пищи и освобождении занятых в домашнем производстве трудоспособных членов общества.

Современный этап развития советской экономики характеризуется не только колоссальным ростом производства, но и сдвигами в уровне жизни советских людей, в подъеме их материального благосостояния.

В принятой XXII съездом Программе партии поставлена задача — обеспечить в Советском Союзе самый высокий жизненный уровень по сравнению с любой капиталистической страной. Поэтому все возможности в производстве материальных благ Советского Союза используются для быстрого подъема благосостояния всего советского народа. В связи с этим сельскому хозяйству и пищевой промышленности отводится значительное место в создании материально-технической базы коммунизма.

Общий объем продукции сельского хозяйства увеличится за 10 лет примерно в два с половиной, а за 20 лет (1960—1980) — в три с половиной раза. Рост сельского хозяйства обеспечит изобилие сельскохозяйственных продуктов. Советский Союз уже в первом десятилетии перегонит США по производству основных сельскохозяйственных продуктов на душу населения.

Потребление продуктов в предстоящие 10 лет увеличится в расчете на душу населения: мяса и мясопродуктов — в 2,5 раза, молока, молочных продуктов и растительного масла — в 2 раза, яиц — в 2,2 раза, животного масла, рыбы и рыбопродуктов, сахара — в 1,5 раза, овощей и бахчевых — в 2,3 раза, фруктов и ягод — почти в 5 раз. (Программа КПСС, 1961).

В увеличении производства сельскохозяйственных продуктов значительную роль призвана играть химия. Химизация сельского хозяйства способствует быстрейшему созданию в стране полного достатка продовольствия.

Поскольку уже в первом десятилетии наша страна перегонит США

по производству основных сельскохозяйственных продуктов на душу населения, основной задачей пищевой промышленности является достижение такого объема производства, который полностью обеспечил бы потребности населения в продуктах питания.

Рост пищевой промышленности будет происходить во всех районах страны. Увеличение объема производства пищевых продуктов связано с тем, что, с одной стороны, во всех экономических районах, как намечает Программа КПСС, производство сельскохозяйственных продуктов будет опережать спрос населения. С другой стороны, дальнейший рост численности населения и задачи обеспечения его продуктами по физиологическим рациональным нормам требуют увеличения производства пищевых продуктов. Кроме того, тенденция к выравниванию уровня жизни населения города и деревни, постепенное приближение условий жизни в селе к условиям жизни в городе свидетельствует о том, что в процессе создания материально-технической базы коммунизма все население страны, городское и сельское, будет обеспечиваться продуктами питания промышленного производства.

Современный уровень развития пищевой промышленности и размещение ее в пределах отдельных территорий неодинаковы, как и современная численность населения и перспективы ее роста. Поэтому определение объемов производства пищевых продуктов, специализация и размещение предприятий пищевой промышленности в перспективе должны осуществляться при анализе конкретных условий.

***

Новосибирская область по уровню развития пищевой промышленности выделяется как одна из ведущих в Западной Сибири. Доля области в пищевой промышленности Западной Сибири составляет почти две пятых. Пищевая промышленность Новосибирской области объединяет ряд производств как по назначению выпускаемой продукции, так и по сырью. Получили развитие отрасли молочной и мукомольной промышленности, имеющие общесоюзное значение, а также мясная, жировая, кондитерская и другие.

Объем производства валовой продукции пищевой промышленности области вырос по сравнению с 1913 г. более чем в 50 раз. В валовой продукции всей промышленности по удельному весу (почти 21%) она стоит после машиностроения. По утверждению Я. Г. Фейгина, такое положение пищевая промышленность занимает в большинстве районов страны. Это — отражение одной из основных черт размещения данной промышленности — рассредоточенности.

На предприятиях пищевой промышленности занято около одной десятой части всех рабочих Новосибирской области. По удельному весу в общей численности рабочих пищевая промышленность уступает машиностроению и металлообработке, легкой промышленности. Пищевая промышленность менее трудоемкая отрасль, чем машиностроение, и в их продукции различно соотношение живого и овеществленного труда. Если в структуре затрат на производство продукции в пищевой промышленности области 90% составляют затраты на сырье и только 5% на заработную плату, то в машиностроении соответственно —26 и 34%.

Высокие затраты на сырье в пищевой промышленности подчеркивают особую важность сырьевой базы для размещения предприятий отрасли.

В структуре хозяйства природно-экономических районов Новосибирской области место пищевой промышленности неодинаково. В Кулун-

динских и Барабинских районах, расположенных в южной и западной частях области, удельный вес пищевой промышленности в валовой продукции составляет 66—86%. Переработка сельскохозяйственного сырья и производство пищевых продуктов в данных районах — главная отрасль промышленности. Это видно и из структуры промышленности городов, расположенных в пределах названных территорий. В Куйбышеве, Барабинске, Чулыме, Купино, Карасуке производство пищевых продуктов дает 60—90% валовой продукции промышленности этих городов. Значительно ниже удельный вес пищевой промышленности (38%) в хозяйстве восточно-центральных районов, где размещен Новосибирск — крупнейший промышленный центр области. Многоотраслевой состав и ведущая роль тяжелых отраслей отличают промышленность Новосибирска и близрасположенных городов (Бердск, Искитим). Доля пищевой промышленности в них 9—19%. И только в городах, лежащих в восточной и южной частях восточно-центральной зоны (Черепаново, Болотное, Тогучин), доля пищевой промышленности вновь увеличивается до 50—80%.

Сруктура пищевой промышленности. Промышленность, получившая развитие на территории современной Новосибирской области, до революции была основана на первичной переработке сельскохозяйственного сырья и главную роль в ней играла пищевая. Структура ее отражала специализацию сельского хозяйства. В Томской губернии в 1912 г. она выглядела так: 43,3% валовой продукции давало маслоделие, 26,6% — мукомолье, 7,7% — винокурение («Край социалистического созидания», 1939). Эти данные говорят о ведущей роли маслоделия и мукомолья в дореволюционном хозяйстве.

Основной маслодельческий район Сибири сформировался в Барабинской лесостепи. Об удельном весе ее в производстве масла можно судить хотя бы по тому, что с 1908 по 1913 г. она давала 10—11,5% мирового экспорта масла при общей доле России 19% (Панадиади, 1953).

Характерна была крайняя распыленность маслоделия: почти в каждом населенном пункте Барабы был маслозавод. Это были небольшие предприятия, технически слабо оснащенные.

Восточные и южные районы области имели небольшой удельный вес в производстве масла.

География мукомольной промышленности сложилась иначе. Основные мельницы размещались по р. Оби, где к железной дороге близко подходили ведущие зерновые районы. В Бердске и Новониколаевске возникли крупные предприятия. Мощность мельниц Обского мукомольного района составляла примерно половину производительности всех мукомольных предприятий Томской губернии (Протопопов, 1955).

Если до революции специализация пищевой промышленности была узкая, то за годы Советской власти произошли большие изменения в структуре. Они связаны с созданием многоотраслевой пищевой промышленности, способной обеспечить население продуктами питания промышленного производства. Сейчас почти 63% валовой продукции пищевой промышленности области дают отрасли, созданные за годы социалистического развития. Создано промышленное хлебопечение, кондитерское производство, мясная, цельномолочная, рыбная промышленность и др. В отраслях исторически сложившихся произошли качественные изменения, специализация их подверглась углублению и расширению. Кроме маслоделия организовано цельномолочное, сыродельное, консервное производство, составляющие молочную промышленность области. Структура пищевой промышленности отражена в табл. 1.

Таблица 1

Структура пищевой промышленности Новосибирской области, %

Отрасли	Промышленно-производственные фонды	Колич. рабочих	Валовая продукция
Пищевая промышленность	100	100	100
в том числе:			
молочная	32,9	27,9	19,8
мясная	16,7	14,9	22,4
хлебопекарная	14,9	23,5	14,2
мукомольно-крупяная	11,8	6,1	8,2
маслобойно-жировая	5,8	3,8	17,7
кондитерская	5,5	9,9	8,6
рыбная	3,4	5,1	1,5
макаронная	0,4	0,7	0,9
производство безалкогольных напитков	0,4	0,8	0.4
плодовоовощная	2,3	1,6	0,5
Прочие отрасли промышленности	5,9	5,7	5,8

Примечания. 1. Таблица составлена по данным областного статуправления за 1963 г. 2. Молочная промышленность включает в себя маслоделие, сыроделие, цельномолочное и консервное производство.

Приведенные данные характеризуют многоотраслевой состав пищевой промышленности. В области размещены предприятия 14 отраслей пищевой промышленности. Население обеспечивается пищевыми продуктами большей частью за счет производства их внутри области.

Основными отраслями пищевой промышленности являются молочная, мясная, мукомольная, маслобойно-жировая, хлебопекарная. Доля их в валовой продукции, в промышленно-производственных фондах, в количестве занятых рабочих превышает три четверти.

В структуре пищевой промышленности выделяется молочная отрасль. Удельный вес ее в валовой продукции (19,8%), в промышленно-производственных фондах (32,9%), в количестве занятых рабочих (27,9%, 1963) всей пищевой промышленности Новосибирской области подтверждает это. В состав молочной промышленности области входят маслоделие и сыроделие, цельномолочное и консервное производство. Молочная промышленность Барабы и Кулунды — ведущая отрасль не только пищевой, но и всей промышленности этого района.

Маслоделие и консервное производство — отрасли союзной специализации. Именно они дают две трети стоимости валовой продукции молочной промышленности. Выпуск масла и сухого молока на душу населения в области превышает среднесоюзные показатели.

Структура молочной промышленности области за последнее время изменилась. Основная тенденция ее развития — увеличение удельного веса отраслей, более рационально использующих молоко — цельномолочной, сыродельной, консервной. В 1950 г. эти отрасли перерабатывали только 7,5% поступающего молока, а в настоящее время — более трети. Но в остальном молоке, поступающем на переработку, используется только жировая часть.

Программа КПСС ставит задачей обеспечить удовлетворение потребностей всего населения страны в высококачественном и разнообразном питании соответственно научно обоснованным нормам. Поэтому в структуре молочной промышленности Новосибирской области должны произойти некоторые изменения. Они связаны с дальнейшим увеличением количества молока, поступающего на выработку цельномолочных продуктов и сыра. Отрасли общесоюзной специализации (маслодельная

и консервная) при уменьшении их удельного веса в промышленной переработке молока значительно увеличат объем производимой продукции. Новосибирская область и в дальнейшем останется общесоюзным поставщиком масла и сухого молока.

Мясная и молочная промышленность Новосибирской области производят значительную часть своей продукции для других районов страны. Группа таких отраслей, как макаронная, кондитерская, рыбная, имеют внутрирайонное значение.

Дальнейшее развитие пищевой промышленности Новосибирской области связано с ростом производства всех существующих отраслей. Особенно большое внимание обращается на развитие цельномолочной, мясной, рыбной и плодоовощной промышленности.

Структура пищевой промышленности по природно-экономическим районам Новосибирской области характеризуется большими различиями и отражает особенности географии отраслей (табл. 2).

Таблица 2

Структура пищевой промышленности по природно-экономическим районам Новосибирской области в % к общей валовой продукции

Районы	Молочная	Мясная	Мукомольно-крупяная	Рыбная	Маслобойно-жировая	Плодоовощная	Прочие
Новосибирская область	19,8	22,4	23,3	1,5	17,7	0,5	5,8
Барабинские районы	50,8	29,5	6,8	2.7	—	—	9,7
Кулундинские	46,6	32;2	9,3	6,1	—	—	0,7
Восточно-центральные	11,9	21,8	22,9	0,1	26,1	0,5	3,1

Примечание. Мукомольно-крупяная промышленность включает макаронную и хлебопекарную.

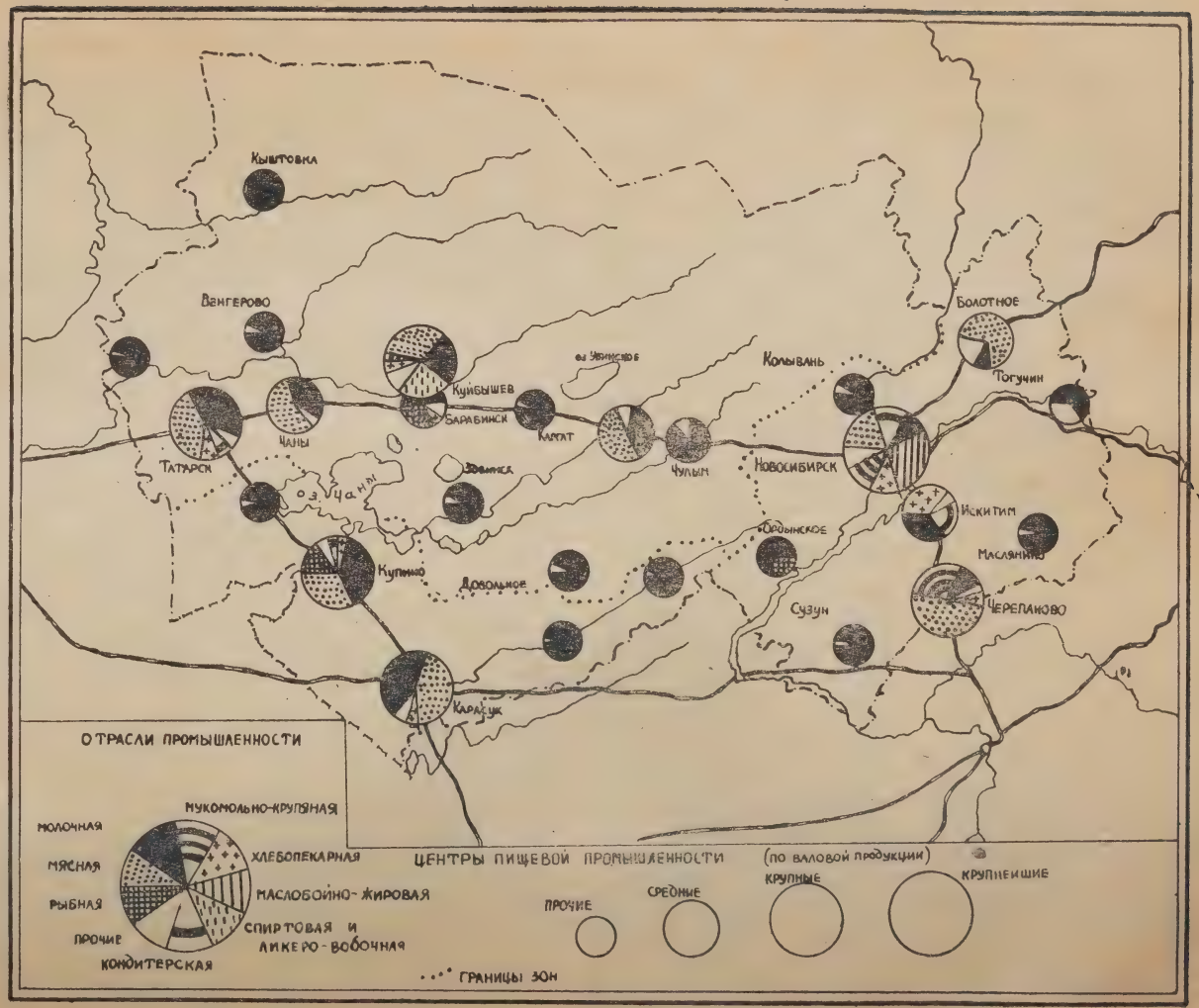
Многоотраслевой состав характерен для восточно-центральных районов. Наличие здесь самого крупного потребителя — города Новосибирска, где проживает более трети населения всей Новосибирской области, и выгоды транспортно-географического положения способствовали формированию разнообразного производства пищевых продуктов. В Новосибирске разместились полностью такие производства, как маслобойно-жировое, макаронное и большей частью кондитерское, хлебопекарное, цельномолочное, пивоваренное, безалкогольных напитков. Если в целом по области маслобойно-жировая отрасль дает 17,7% стоимости валовой продукции пищевой промышленности, то в восточно-центральных районах доля ее увеличивается до 26,1%.

Пищевая промышленность двух других зон не отличается разнообразием пищевого производства. Здесь размещены отрасли, тяготеющие, в основном, к сырьевой базе. Именно в западных районах области размещены маслоделие и молочно-консервное производство, которые определяют союзную специализацию молочной промышленности. В Барабинских районах размещено до 70% мощностей предприятий области по выработке масла.

Различия в специализации нашли свое отражение и в структуре пищевой промышленности городов и промышленных центров, размещенных на территории природно-экономических районов (рисунок).

Структура пищевой промышленности показывает, что в Новосибирской области получили развитие отрасли, география которых определяется как сырьевой базой, так и районами потребления продуктов.

Факторы размещения. Важнейший фактор, отразившийся в географии пищевой промышленности Новосибирской области,— сырьевой.



Структура и размещение пищевой промышленности Новосибирской области.

Роль сырьевой базы в размещении пищевой промышленности, ее специализации и концентрации достаточно полно рассмотрена в работах Л. В. Опацкого (1958, 1960), Е. А. Поспеловой (1958), В. И. Иржичко (1961) и коллективами отраслевых научно-исследовательских институтов («Географическое размещение...», 1959).

Влияние сырьевой базы на размещение предприятий пищевой промышленности определено специфическими свойствами сырья. Сельскохозяйственное сырье отличается тем, что значительная часть его не выдерживает длительного хранения. Это относится к такому сырью, как молоко, мясо, овощи, сахарная свекла, изменяющему свои качества в процессе хранения.

Другая особенность сырья — высокое содержание воды (в молоке в среднем 87,5%, в овощах — до 95%), что ограничивает транспортабельность сырья и определяет радиус доставки его к центру переработки. Ограниченное содержание сухих веществ в молоке (12,5%) вызывает высокие нормы расхода сырья на производство тонны продукции: в маслоделии 21,6—22 т, в сыроделии — 9,7—10 т, в производстве сухого цельного молока — 8,5 т. Совершенно ясно, что отрасли, использующие скоропортящиеся и малотранспортабельное сырье, в размещении ориентируются на районы сырьевой базы. Плотность сырьевой базы и состояние транспортной сети определяют и мощность предприятий.

Предприятия, использующие в качестве сырья транспортабельные продукты (зерно, семена масличных) или продукты переработки других отраслей (мука, сахар...), находятся в меньшей зависимости от сырьевой базы.

В то же время, выступая как заказчик определенного вида сырья, пищевая промышленность предъявляет свои требования к количеству и качеству сырья и к географии его производства, к созданию специализированных зон вокруг пищевых предприятий.

В Новосибирской области влияние сырьевой базы особенно проявилось в географии основных отраслей пищевой промышленности — молочной и мясной.

В стоимостном отношении около половины валовой продукции сельского хозяйства Новосибирской области приходится на животноводство. Главное в животноводстве — мясо-молочное направление. Большую часть валовой и товарной продукции дают фермы крупного рогатого скота, причем основную часть доходов эти фермы получают от реализации молока и молочных продуктов.

Изменения в поголовье скота в Новосибирской области показаны в табл. 3.

Следует отметить, что в 1963 г. в связи с исключительно неблагоприятными метеорологическими условиями поголовье скота в области резко сократилось из-за необеспеченности кормами.

Для молочной промышленности особое значение имеет увеличение количества коров. Однако в Новосибирской области удельный вес коров в стаде крупного рогатого скота ниже среднесоюзного. В области нами наблюдается тенденция к снижению удельного веса коров при общем росте поголовья крупного рогатого скота за счет увеличения доли непродуктивного молодняка. В зоне маслоделия и пригородных районах удельный вес коров колеблется от 33 до 43%, хотя по специализации это районы молочного животноводства.

Структура стада играет большую роль. Как показали расчеты В. И. Иржичко (1961) удельный вес коров ниже 40% в стаде для Сибири не выгоден. Для районов лесостепи рациональной считается специализация на молочно-мясном животноводстве с удельным весом ко-

Таблица 3

Поголовье скота по всем категориям хозяйств (на начало года, тыс. голов)

Показатели	Годы					
	1916	1928	1941	1954	1963	1965
Крупный рогатый скот	1213,3	1433	963	909	1482	1519
в том числе коров	608	682	457	398	591	610
Удельный вес коров в общем поголовье, %	50,1	47,6	47,5	43,8	39,8	40,0
Свиньи	417	549	236	350	771	427
Овцы и козы	1132	2502	1421	1300	1445	1170

Примечания. 1. В данных по 1916 и 1928 гг. приведены цифры летнего учета.
2. 1965 г. дан по предварительным данным.

ров в стаде крупного рогатого скота не менее 40%, а в пригородных зонах не менее 50%. Такие же показатели рекомендованы при разработке системы ведения сельского хозяйства в Новосибирской области.

Для географии пищевой промышленности особенно важна плотность поголовья стада. Средняя плотность на 100 га сельскохозяйственных угодий на 1 января 1964 г. составляла: крупного рогатого скота 16, коров 7,0, овец и коз 17 голов и свиней — 17 голов на 100 га пашни. Наибольшая плотность поголовья характерна для пригородных районов области.

Средняя плотность коров на 100 га сельскохозяйственных угодий для Новосибирской области явно недостаточна. Даже в районах старого маслоделия, таких как Барабинские, плотность коров колеблется от 5,2 в Доволенском до 8,3 в Венгеровском. При освоении системы ведения сельского хозяйства, предложенной ВАСХНИЛ, намечено увеличить плотность коров на 100 га сельскохозяйственных угодий до 10 голов.

С ростом поголовья одновременно улучшается породный состав скота, увеличивается продуктивность. О размерах производства и закупок молока и мяса в Новосибирской области говорят данные табл. 4.

Таблица 4

Производство и государственные закупки молока и мяса в Новосибирской области

Показатели	Годы		
	1940	1953	1964
Производство мяса и сала в живом весе, тыс. т	124,5	107,0	189,8
Государственные закупки скота, тыс. т	58,0	54,2	82,0
Удельный вес государственных закупок скота в общем производстве, %	46,6	47,8	43,2
Производство молока, тыс. т	585,3	687,0	1077,7
Государственные закупки молока, тыс. т	258,2	294,0	613,6
Удельный вес государственных закупок в общем производстве, %	44,1	42,7	56,9

Примечание. 1964 г. по предварительным данным.

В Новосибирской области за счет сокращения норм расхода цельного молока внутри хозяйств может быть получено дополнительно для переработки в промышленности около 40 тыс. тонн. По области намечается общий объем производства молока увеличить к 1980 г. в 4, а мяса в 4,5 раза. Увеличение объемов производства создаст новые усло-

вия для концентрации в молочной и мясной промышленности области и изменит существующую сеть перерабатывающих предприятий.

Почти две трети заготовленного молока и мяса дают районы Барабы и Кулунды. В этих районах размещены основные мощности маслоделия и молочно-консервного производства и две пятых мощностей мясной промышленности.

Маслодельная зона занимает западную, северную и частично центральную и южную лесостепную Барабу. Заготовки молока превышают в зоне одну треть общих закупок в Новосибирской области. На территории зоны размещен только один город — Татарск. Расход молока на цельномолочное снабжение здесь незначителен. Транспортные условия в зоне не позволяют перевозить молоко на большие расстояния. Северные маслозаводы удалены на 170 км от железной дороги, пересекающей южную часть маслодельной зоны. Плотность сырья колеблется от 40 ц в северной части до 80 ц на 100 га сельскохозяйственных угодий в центральной части Барабинских районов. Плотность сырья и отсутствие развитой транспортной сети, затрудняющее перевозки, определили основное направление переработки молока.

На территории зоны размещено 49 маслозаводов, почти половина сепараторных отделений области. Заводы маслодельной зоны расположены по берегам рек и озер, которые служат источниками водоснабжения предприятий, и частью вдоль Сибирского тракта. Размещенные в северной части маслозаводы в год перерабатывают до 2,5 тыс. тонн молока. Это объясняется не только объемами производства молока в северных районах, но и распыленностью сельскохозяйственных угодий, плохими транспортными условиями, сильной заболоченностью территории. Перевозки молока осуществляются в значительной степени по гужевым дорогам. Все это ограничивает радиус привоза молока в среднем до 20 км. При небольших объемах выработки основными предприятиями на севере зоны являются маслозаводы с цехами по производству пищевого или технического казеина.

В центральной и южной частях зоны поступление молока на предприятия значительно возрастает, в среднем до 5 тыс. тонн и более. Предприятия ближе расположены к железной дороге, удобнее подвозить к ним топливо и вывозить готовую продукцию. Основным типом предприятий является маслозавод с цехом по производству сгущенного или сухого обезжиренного молока. Именно в этой части зоны расположены крупнейшие заводы — Казачемысский, Венгеровский, Чановский.

В перспективе в связи с увеличением плотности сырья предполагается увеличение мощности заводов в северной части до 5—10 тыс. тонн молока в год, а в центральной и южной — до 40—50 тыс. тонн годовой переработки молока.

Юго-западные, Кулундинские районы и два района Барабинской лесостепи — Барабинский и Куйбышевский — по специализации выделяются молочноконсервным производством. Здесь расположены Купинский, Карасукский, Куйбышевский молочноконсервные комбинаты. Плотность сырья в зонах Купинского и Карасукского комбинатов ниже средней по области, но хорошие транспортные условия позволяют доставлять на переработку цельное молоко в радиусе 70 км. Территория молочноконсервной зоны пересекается железными дорогами, что улучшает снабжение сырьем и топливом. Перспективы размещения связаны с созданием пристанционных молочных заводов, позволяющих расширять сырьевые зоны молочноконсервных комбинатов. Специализация и размещение предприятий молочной промышленности в восточной части области сложились под влиянием географии потребления.

В западных районах области закупается до 60% мяса, поэтому в районах тяготения сельскохозяйственного сырья к железным дорогам, в крупных станционных узлах возникли центры переработки — мясокомбинаты. Они размещены вдоль железных дорог в Купино, Карасуке, Татарске, Чанах, Куйбышеве, Каргате. Но основные мощности по переработке мяса приближены к районам потребления. На востоке области размещено до двух третей перерабатывающих мощностей, а Новосибирский мясокомбинат является крупнейшим в области.

Сырьевой базе подчинено размещение рыбной промышленности. Убинский, Барабинский, Купинский рыбозаводы используют рыбные богатства озер Чаны и Убинское. В Чано-Барабинской группе озер вылавливается основная часть рыбы. Растущим районом рыбной промышленности является Обское водохранилище. Пока здесь только Ордынский рыбозавод. Но проводимые работы по зарыблению Обского моря, улучшению породного состава промысловых рыб позволят значительно увеличить мощность существующего рыбозавода и организовать новые центры переработки.

Отрасли, использующие малотранспортабельное сырье и характеризующиеся высокими нормами расхода сырья, дают в области более половины валовой продукции пищевой промышленности.

Размещение кондитерской, макаронной, цельномолочной, винодельческой, хлебопекарной промышленности в области связано с географией потребления. На размещение и специализацию пищевой промышленности оказывает влияние география городского населения как основного потребителя пищевых продуктов промышленного производства.

В Новосибирской области, в городах и поселках городского типа проживает около 60% всего населения. Для области характерно быстрое увеличение численности городского населения. Так, между переписями 1939 и 1959 гг. численность городского населения возросла более чем в два раза при общем росте населения в области на 23,5%.

Размещено городское население неравномерно. Почти 70% городского населения составляют жители города Новосибирска. Такая высокая концентрация городского населения в одном городе характерна для немногих районов страны.

Кроме Новосибирска, в восточной части области размещены города Болотное, Бердск, Искитим, Черепаново. Это определяет высокую плотность потребления в восточных районах области. С другой стороны, Новосибирск занимает выгодное транспортно-географическое положение, позволяющее пищевой промышленности базироваться на привозном сырье и обеспечивающее удобство вывоза готовой продукции.

В Новосибирске разместились отрасли, производящие скоропортящиеся продукты питания, и отрасли, продукция которых идет на снабжение населения всего экономического района и за его пределы. Пищевая промышленность представлена крупными предприятиями мукомольной, макаронной, маргариновой, жировой, кондитерской, хлебопекарной, цельномолочной отраслей. Концентрация в Новосибирске таких производств отразилась на географии их сырьевых зон.

Сырьевая база цельномолочной промышленности находится в восточно-центральных районах. Молоко поступает из районов, удаленных от Новосибирска на 50—150 км, а зимой зона привоза расширяется до 400 км. Молоко привозится зимой из всех районов, расположенных на запад по железной дороге. В Новосибирске работают Новосибирский и Кировский гормолкомбинаты. Они выпускают широкий ассортимент продукции. Перспектива развития цельномолочной промышленности связана с созданием производства ряда цельномолочных продуктов на ни-

зовых молочных заводах восточных районов. Мясная промышленность Новосибирска, Болотного, Черепаново работает на сырье восточной и юго-восточной территории области. Такие отрасли, как кондитерская, маргариновая, жировая работают на дальнепривозном сырье.

В других частях области, в связи с особенностями географии городского населения, районов с высокой плотностью потребления нет. Население небольших городов (до 50 тыс. человек) не создает достаточно емких потребительских центров, и, согласно экономическим расчетам, здесь нет данных для строительства специальных гормолзаводов, кондитерских, макаронных фабрик и т. д. Специализация пищевой промышленности этих городов отражает специализацию сельского хозяйства окружающих районов.

Для центров пищевой промышленности Новосибирской области (без Новосибирска) характерно наличие трех типов.

Наиболее распространены сельскохозяйственные центры со значительной пищевой промышленностью. Большинство их — районные центры, расположенные на важных транспортных путях. Объем валовой продукции пищевой промышленности составляет в них 80—90% всего промышленного производства. В основном это центры молочной промышленности — Венгерово, Кыштовка, Довольное, Кочки, Краснозерск, Северное, Колывань и др.

Другую группу составляют несельскохозяйственные центры пищевой промышленности — небольшие города и рабочие поселки — Болотное, Тогучин, Чулым, Сузун, Каргат, Барабинск. Доля пищевой промышленности равна 60—80% всего промышленного производства. Обычно в таких центрах находятся две-три отрасли пищевой промышленности, базирующиеся на местном сырье и дающие продукцию на вывоз. Кроме того, в них находятся кондитерские и хлебопекарные предприятия.

Небольшой удельный вес имеют крупные многоотраслевые центры пищевой промышленности — Куйбышев, Купино, Карасук, Татарск, Черепаново. Величина промышленных центров и их специализация показаны на рисунке.

Дальнейшее развитие пищевой промышленности Новосибирской области будет сопровождаться ростом всех центров пищевой промышленности, особенно в восточных районах, где значительно увеличивается плотность потребления.

ЛИТЕРАТУРА

К. Маркс. Капитал. Т. III, 1955.

Программа КПСС, М., Госполитиздат, 1961.

Географическое размещение и развитие технической базы маслодельной и сыродельной промышленности в 1959—1965 гг. Реферат работы, выполненной в 1958 г. Углич, 1959.

Иржичко В. И. Вопросы развития сырьевой базы Сибирского маслоделия. Тр. Омского сельскохозяйственного института, т. XLIV, экономика, Омск, 1961.

Народное хозяйство Новосибирской области. Новосибирск, Госстатиздат, 1961.

Край социалистического созидания. Новосибгиз, 1939.

О системе ведения сельского хозяйства в Новосибирской области, т. 1, 2, 3. Новосибирск, Новосибирское книжн. изд., 1958—1959.

Опацкий Л. В. Размещение пищевой промышленности СССР. М., Госполитиздат, 1958.

Особенности и факторы размещения отраслей народного хозяйства СССР. Под. ред. Я. Г. Фейгина. М., Изд. АН СССР, 1960.

Панадиади А. Д. Барабинская низменность. М., Гос. изд. геогр. лит., 1953.

Поспелова Е. А. Основные вопросы размещения молочной промышленности СССР. М., Изд. АН СССР, 1958.

Протопопов Н. Н. Новосибирская область. Новосибирск, 1955.

СОДЕРЖАНИЕ

А. П. Сляднев. Географические основы климатического районирования и опыт их применения на юго-востоке Западно-Сибирской равнины . 3
А. П. Сляднев. Засухи на юго-востоке Западной Сибири, их признаки и повторяемость 123
А. П. Сляднев, В. А. Сенников. О запасах воды в снеге на юго-востоке Западной Сибири 146
Н. И. Петрова. Климат как один из факторов оврагообразования г. Новосибирска 157
Г. М. Позднякова. Тепловой баланс орошаемого поля пшеницы в июле 1963 и в июле 1964 гг. 166
А. Г. Поползин. Морфология и типы берегов озер юга Обь-Иртышского бассейна 174
К. Н. Силецкий, В. П. Чех. Альбедо озера Кучук в летний период . 186
Р. П. Донукалова. Основные вопросы географии и структуры пищевой промышленности Новосибирской области 193

Редактор издательства Г. Д. Волошин
Художественный редактор В. П. Минко
Технический редактор Г. М. Субботина
Корректоры Т. В. Куркчиянц, Е. Л. Невзгодина, Т. С. Такмакова

Сдано в набор 13 марта 1965 г. Подписано к печати 23 июля 1965 г. Формат 70×108/16 6,375 бум. л., 17,46 печ. л., 17 изд. л.+4 вкл. Тираж 1000. МН 02830. Цена 1 руб. 25 коп.

Западно-Сибирское книжное издательство, Новосибирск, Красный проспект, 1. Заказ № 52. Типография № 1. Новосибирск, Красный проспект, 22.

Цена 1 р. 25 к.

629.11/7

UNIVERSITY OF ILLINOIS-URBANA
3 0112 125170792

137270/3